ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 1

JÓZEF OBERC

Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów

STRESZCZENIE: We wschodnich Karkonoszach wydziela autor dwie strefy o różnym składzie litologicznym. Zachodnia zbudowana jest z łupków łyszczykowych, gnejsów i granitognejsów powstałych ich kosztem, wschodnia z amfibolitów i gnejsów, będących produktem granityzacji amfibolitów. Po granityzacji zaznacza się tu lokalna diaftoreza przedkambryjskiego wieku. Struktury mikrotektoniczne pozwalają na wydzielenie kilku stref, w których zmieniają się stosunki między przebiegiem warstw na wykorzystanych tu mapach G. Berga a foliacją, lineacją i fałdami ciągnionymi (osi B). W bloku Karkonoszy — Gór Izerskich wydziela autor następujące jednostki tektoniczne wyższego rzędu: blok izerski przedkambryjskiego wieku, jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki, które mają kierunki równoleżnikowe, jednostkę Leszczyńca nasuniętą ku zachodowi, kaledonidy południowych Karkonoszy, granit waryscyjski. Oddzielną jednostkę stanowi strefa staropaleozoicznych utworów odgałęziająca się od tego typu utworów w Górach Kaczawskich. Dalej ku wschodowi rozprzestrzenione są osady dolnego karbonu niecki śródsudeckiej. Wymienione jednostki z wyjątkiem granitu waryscyjskiego i jednostki izerskiej zostały wygięte w formie skłonu fleksuralnego (skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy) w czasie ruchów podolnokarbońskich. W zakończeniu pracy podana jest kolejność zjawisk i procesów tektonicznych. Serie wschodnich Karkonoszy łącznie z granityzacją i diaftorezą są wieku przedkambryjskiego. Fałdowania kaledońskie przebudowały jednostki przedkambryjskie wzdłuż południowego brzegu jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Uskok śródsudecki formował się w dwóch stadiach przed osadzeniem kulmu i po intruzji granitu. Fleksura wschodnich Karkonoszy tworzyła się głównie w czasie ruchów waryscyjskich. Ruchy pokredowe lub zachodzące tuż po osadzeniu kredy północnych Czech doprowadziły do powstania nasunięcia łużyckiego.

WSTĘP

Pod nazwą wschodnich Karkonoszy rozumie autor obszar położony między wychodniami utworów młodopaleozoicznych niecki śródsudeckiej a granitem jeleniogórskim (waryscyjski granit Karkonoszy). Od północy

jest on ograniczony tzw. głównym uskokiem śródsudeckim biegnący wzdłuż przełomowego odcinka Bobra. Uzupełniając położenie terenu po jęciami geograficznymi określamy go jako obszar Rudaw Janowickic i Lasockiego Grzbietu. Po stronie czeskiej należy tutaj masyw Gór Ry chorskich. Obiektem rozważań w niniejszej pracy jest obszar polskiej częś wschodnich Karkonoszy.

Celem pracy jest przedstawienie przewodnich rysów tektoniki wyże określonego obszaru. Materiałem, na podstawie którego opracowano za gadnienie, jest:

1) mapa geologiczna G. Berga 1 : 25 000, arkusze Miedzianka, Ko wary, Karpacz,

2) mapa zawarta w pracy S. Dyjora pt. „Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części arkusza Miedzianka" [1],

3) własne obserwacje przeprowadzone w terenie w latach 1957-195 w ramach programu Pracowni Sudeckiej PAN. Na ich podstawie zosta przepracowany materiał zawarty w wymienionych pracach G. Berga.

W ten sposób zebrany materiał pozwala jedynie na ogólne ujęci zagadnienia. Brak własnego zdjęcia obszaru wschodnich Karkonoszy ora brak szczegółowych badań petrograficznych nie pozwala na szczegółow potraktowanie geologii terenu. Zebrany materiał daje jednak, już w obec nym stanie badań autora, podstawę do wyciągnięcia nowych wniosków niezupełnie zgodnych z dotychczasowymi poglądami zawartymi w litera turze geologicznej. W nadziei, że przedstawione wyniki wzbudzą zaintere sowanie geologów sudeckich i przyspieszą na tym terenie dalsze osiągnię cia polskiej geologii, pozwalam sobie na opublikowanie wyników swoich obserwacji i wniosków z nich płynących.

Serie skalne wschodnich Karkonoszy

Materiału do poznania charakteru petrograficznego serii skalnych wschodnich Karkonoszy w granicach naszego kraju dostarczyły dotychczas przede wszystkim badania G. Berga, rozpoczęte już w pierwszej dziesiątce lat bieżącego stulecia i prowadzone dalej do roku 1941 [2].

Przyczynkowych prac dostarczyli O. Juskowiak (1957), S. Jaskólski (1957), M. i J. Szałamachowie (1958). Opracowaniem formacji kruszconoś-

---

[1] Mgr Stanisław Dyjor wykonał to zdjęcie w ramach pracy magisterskiej z inicjatywy i pod kierownictwem autora w latach 1957—1958 w Katedrze Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego. Ponadto brał on udział w pracach terenowych autora w bloku izerskim i innych częściach wschodnich Karkonoszy. Za pomoc w pracach terenowych i zgodę na wykorzystanie wymienionego zdjęcia autor składa mu na tym miejscu wyrazy podziękowania.

[2] Traktując rozdział o seriach skalnych jako mniej istotną część pracy nie podajemy historycznego rozwoju poglądów na to zagadnienie. Przy powoływaniu się na poglądy G. Berga cytujemy jego najnowsze prace z 1938 i 1941 r. Pamiętać należy jednak, że większość poglądów tego autora pochodzi z pierwszego wydania objaśnień do arkuszy Miedzianka i Kowary (1912).

nej zajmowała się E. Zimnoch (1958). Poza tym pisał o petrografii tych utworów K. Smulikowski (1952, 1957).

Ogromna ilość materiałów tyczących się zagadnień złożowych i petrografii znajduje się w Instytucie Geologicznym, pracowniach geologicznych różnych komórek przemysłu metali nieżelaznych i w archiwach zakładów górniczych działających w Kowarach. Niemało też materiałów dotychczas nie opublikowanych dostarczyły prace dyplomowe absolwentów uniwersytetów oraz Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Materiały te nie zostały wykorzystane w niniejszej pracy.

Niniejsze krótkie a ogólne ujęcie przewodnich cech serii skalnych wschodnich Karkonoszy oprzemy na materiałach publikowanych pod kątem widzenia własnych obserwacji, głównie terenowych.

Spoglądając na mapy geologiczne wschodnich Karkonoszy opracowane przez G. Berga, możemy wyróżnić oprócz zieleńców i fyllitów staropaleozoicznych dwie strefy — wewnętrzną, której ton nadają łupki łyszczykowe i związane z nimi odmiany gnejsów, oraz zewnętrzną (wschodnią), gdzie przeważają amfibolity i odmiany gnejsów z nimi związane. Druga strefa leży tektonicznie nad pierwszą.

Tego rodzaju rozdział serii skalnych nie jest w szczegółach konsekwentny, gdyż są obszary, w których w obrębie przeważających mas łupków łyszczykowych i związanych z nimi gnejsów spotyka się amfibolity np. między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem; i na odwrót — w obrębie wyższej amfibolitowej strefy wewnętrznej pojawiają się łupki łyszczykowe. Granica między wydzielonymi strefami biorąc z grubsza przebiega na wschód od tzw. łupków kwarcytowych G. Berga, a tam gdzie one zanikają w okolicach Czarnowa — wzdłuż granicy łupków łyszczykowych i amfibolitów. Tak pojęta granica ma kształt odwróconej litery S [3].

Wymienione dwie strefy będziemy w dalszym ciągu pracy określać krótko jako:

A. strefę łupkowo-gnejsową,

B. amfibolitowo-gnejsową [4].

A. Zasadniczą skałą są tu łupki łyszczykowe, jak wszędzie gdzie występują w Sudetach — z turmalinem, granatem i zmienną ilością skaleni. Zawierają wkładki marmurów, częściowo dolomitycznych, skał wapienno-krzemianowych, amfibolitów, łupków grafitowych i kwarcytów. W sąsiedztwie waryscyjskiego granitu przeszły one w hornfelsy, a wkładki

---

3 Granica między tymi strefami nie jest ostra. W obrębie strefy łupkowo-gnejsowej przebiega od Miedzianki w kierunku Czarnowa gruba ławica amfibolitów, znaczonych przez G. Berga jako amfibolity diopsydonośne. Tak samo oznaczone skały mają szerokie rozprzestrzenienie w strefie amfibolitowo-gnejsowej.

4 Strefa amfibolitowo-gnejsowa być może odpowiada wydzielonej przez M. i J. Szałamachów (1958, s. 353) serii migmatycznej Leszczyńca (gnejsy hornblendowe w osłonie amfibolitowej). Z takiego sformułowania nie wynika jasno, czy osłona amfibolitowa należy do serii migmatycznej Leszczyńca.

zawartych w nich odmiennych skał doznały również przeobrażeń termicznych zależnych od materiału wyjściowego. W strefie wewnętrznej stowarzyszone są z łupkami łyszczykowymi następujące odmiany gnejsów:

a) *Grupa gnejsów kowarskich* (Berg 1912, 1941). Skały te były rozpatrywane przez wymienionego autora jako zdeformowane w różnym stopniu granity. M. i J. Szałamachowie (1958, s. 354) podzielili tutejsze gnejsy z punktu widzenia genezy na orto-, meta- i para.

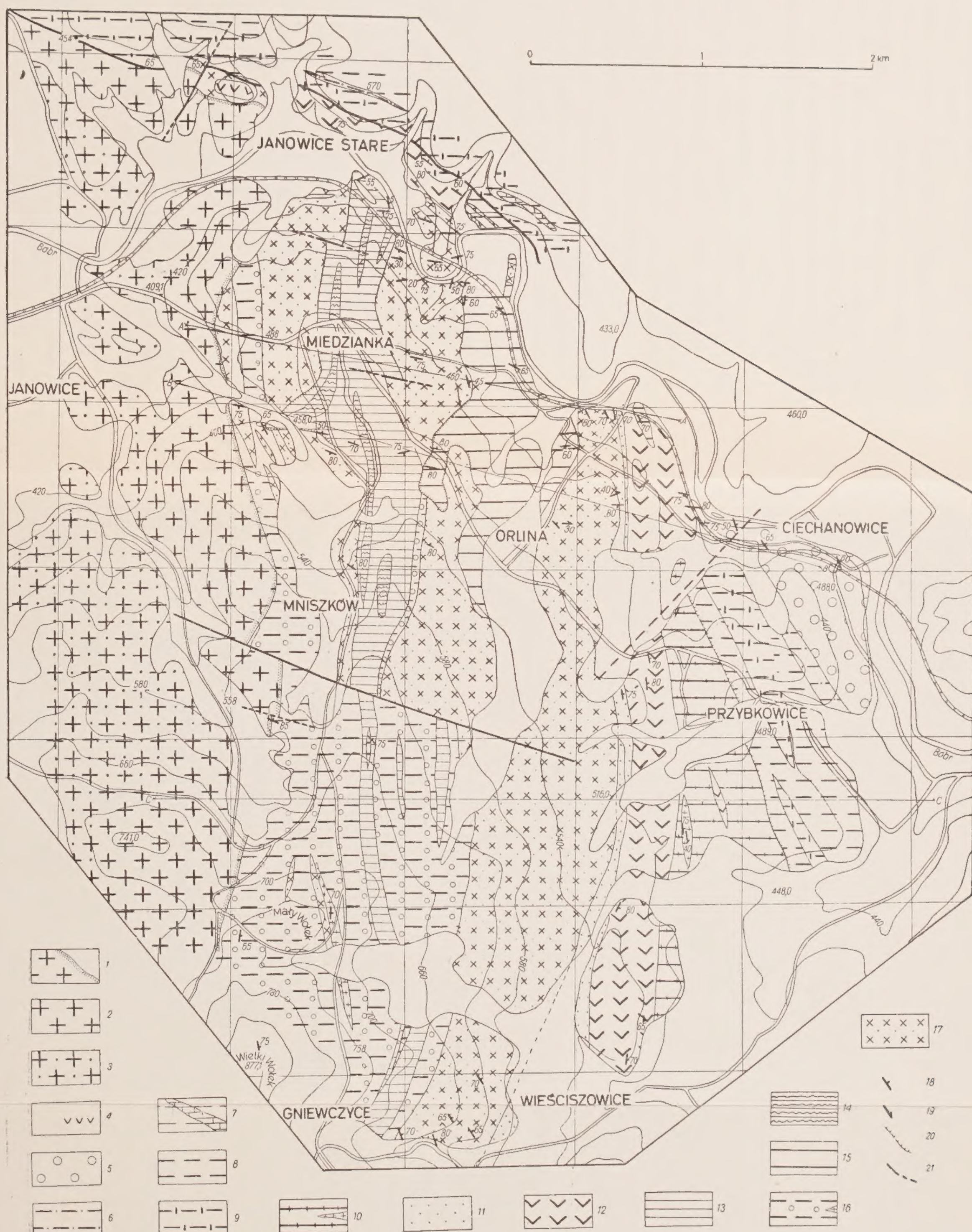
Gnejsy kowarskie jest to seria skalna towarzysząca brzegowi granitów warscyjskich od okolic Czarnowa w kierunku południowym. Stąd biegnie ona w stronę Karpacza, gdzie w wysokich Karkonoszach przechodzi na terytorium Czech. Jej związek z kompleksem łupków łyszczykowych jest niezwykle wyraźny. Na mapach G. Berga (arkusze Kowary, Karpacz) widzimy częste zazębianie się wzajemne tych skał. W odkrywkach obserwujemy częste przeławicanie się różnych odmian gnejsów kowarskich z łupkami łyszczykowymi, a podrzędnie i z amfibolitami. Gnejsy kowarskie są silnie zróżnicowane. Występują tu odmiany warstewkowe, mające wiele cech łupków łyszczykowych, soczewkowe, odmiany oczkowe a nawet granitognejsy. Między wymienionymi typami skał istnieją wszelkie możliwe odmiany przejściowe, co przekonuje nas o związku genetycznym tych skał. Na mapie G. Berga (arkusz Kowary) wydzielona jest nawet odmiana gnejsów łupkowych (schiefriger Lagengneis) towarzysząca granicy między główną masą łupków łyszczykowych i gnejsów. G. Berg (1941, s. 39) uważa je za krańcowe produkty wywalcowania granitu. W wymienionych odmianach gnejsów występują charakterystyczne dla tych skał minerały, wśród których najpóźniejszy jest skaleń potasowy. Składnik ten w odmianach płytowych z wyraźnym linijnym wyciągnięciem ziarna wykazuje niekiedy ślady deformacji.

Granitognejsy, dla których charakterystyczny jest niebieski kwarc, nie różnią się megaskopowo od granitu rumburskiego i łączą się przejściami z gnejsami oczkowymi i warstewkowymi. Często w obrębie granitu rumburskiego spotyka się wkładki i soczewki tych ostatnich. Nierzadko też obserwujemy w nich drobne relikty łupków łyszczykowych, a nawet większe wkładki amfibolitów jak np. na północ od przystanku kolejowego Kowary Górne. Nie obserwuje się na tych skałach objawów kontaktu termicznego. Ułożenie tych reliktowych wkładek jest zgodne z przebiegiem całej formacji łupkowej. Tak jak łupki przebiegają też większe masy granitu rumburskiego. W wyrobiskach górniczych we wschodnich Karkonoszach, gdzie przebijano go chodnikami i wierceniami, można ocenić grubość ławicy granitu na około 150 m.

Według G. Berga (1941, s. 38) seria gnejsów kowarskich powstała przez deformację starszych intruzji kwaśnych. Jej niezdeformowane fragmenty stanowić mają granitognejsy (ortognejsy) określane w niniejszej

Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części arkusza Miedzianka
Stanisław Dyjor 1958

Geologic map of the north-eastern portion of the Miedzianka sheet
by Stanisław Dyjor 1958



Granit Karkonoszy: *1* granit pegmatytowy w brzeżnej strefie granitu aplitowego, *2* granit aplitowy, *3* granit z porfiroblastami skaleni, *4* skała uralitowo-serpentynitowa, *5* kulm niecki śródsudeckiej. Seria zieleńcowa (kambr wyższy): *6* fyllity, *7* wapienie, *8* łupki zieleńcowe, *9* zieleńce masywne (diabazy?). Algonk: Strefa Przybkowic — *10* łupki chlorytowo-serycytowe z soczewkami wapieni, *11* łupki amfibolowe i kwarcowo-chlorytowe. Strefa zachodnia — *12* amfibolity masywne, *13* seria zgranityzowana (strefa zewnętrzna), *14* seria zgranityzowana (strefa wewnętrzna), *15* łupki łyszczykowe Orliny, *16* seria łupkowa z soczewkami wapieni i skarnów, *17* amfibolity smużyste. Oznaczenia tektoniczne: *18* foliacja, *19* osie fałdów ciągnionych, *20* nasunięcia, *21* uskoki

Karkonosze granite: *1* pegmatitic granite in the marginal zone of aplitic granite, *2* aplitic granite, *3* granite with feldspar porphyroblasts, *4* uralite-serpentinite rock, *5* the Culm of the Inner-Sudeten syncline. Greenstone series (Middle and Upper Cambrian): *6* phyllites, *7* limestones, *8* greenstone schists, *9* massive greenstones (diabases?). The Algonkian: Przybkowice zone — *10* chlorite-sericite schists with limestone intercalations, *11* amphibolite and quartz-chlorite schists. Western belt — *12* massive amphibolites, *13* series affected by granitisation (outer zone), *14* series affected by granitisation (inner zone), *15* mica schists of Orlina, *16* schist series with inclusions of limestones and skarns, *17* banded amphibolites. Tectonic signs: *18* foliations, *19* axes of drag folds, *20* overthrusts, *21* faults

pracy jako granit rumburski [5], dzięki ich podobieństwu do tych skał, klasycznie wykształconych w bloku izerskim.

Obserwacje autora przeprowadzone w odkrywkach naturalnych i wyrobiskach górniczych nie potwierdzają poglądów G. Berga na genezę gnejsów kowarskich. Przejścia różnych odmian między sobą i łupkami łyszczykowymi, wkładki amfibolitu i ich drobne relikty w obrębie granitów rumburskich nie wykazujące objawów kontaktu termicznego (czego należałoby oczekiwać przy przyjęciu magmowego pochodzenia tych skał), zgodność z serią łupkową przemawiają za granityzacyjnym pochodzeniem gnejsów kowarskich.

Najważniejszy jednak jest fakt, że skaleń potasowy nie wykazuje objawów pokrystalicznej deformacji, której należałoby oczekiwać przy przyjęciu teorii G. Berga, i jest niewątpliwie składnikiem ostatnim.

Proces granityzacji zdaje się być tutaj długotrwały. Wskazują na to odmiany gnejsów powstałych przy trwających naciskach górotwórczych. Porfiroblasty skalenia są w tych odmianach linijnie wyciągnięte.

Produktem niewątpliwie podeformacyjnej granityzacji są granity rumburskie Powstały one w wyniku homogenizacji zgranityzowanego wcześniej materiału. Wskazują na to zawarte w nim relikty gnejsów soczewkowych i oczkowych a nawet łupków łyszczykowych. Być może, że granityzacja i uplastycznienie doprowadziły do lokalnej mobilizacji intruzji.

Nowe badania M. i J. Szałamachów doprowadziły tych autorów do podziału gnejsów kowarskich na trzy grupy (1958, s. 354): ortognejsy (granitognejsy), metagnejsy (gnejsy mieszane, do których zaliczają odmiany migmatyczne i oczkowe), wreszcie paragnejsy łączące się przejściami z łupkami łyszczykowymi. W cennej swej pracy wymienieni autorzy nie podają jednak kolejności tworzenia się minerałów w poszczególnych wydzielonych odmianach, podkreślają natomiast obecność minerałów reliktowych.

b) *Grupa gnejsów doliny Małej Upy* (Berg 1912) przechodzi na nasz teren jedynie w formie małego fragmentu na zboczach Łysociny. G. Berg opisuje je (1941, s. 47) jako pręcikowe ortognejsy muskowitowe (powstałe przez deformację granitów muskowitowych) tkwiące w fyllitach, czyli słabiej niż łupki łyszczykowe zmienionych skałach. Nie wspomina tu jednak o słabiej zdeformowanych odmianach granitowych. Prawdopodobnie gnejsy te są również produktem granityzacji formacji łupkowej, trwające przy równoczesnych ruchach dyferencjalnych skorupy ziemskiej, co

---

[5] Genezę magmową granitu rumburskiego w Górach Izerskich przyjmują też inni autorzy: M. Schwarzbach (1943, s. 26), K. Smulikowski (1952, s. 93-94; 1957, s. 247; 1958, s. 20) i E. Bederke (1956, s. 353). We wschodnich Karkonoszach nie stosowano do granitognejsów nazwy granit rumburski. Jedynie M. i J. Szałamachom (1958, s. 354) granitognejsy te przypominają granit rumburski. Przypisują mu oni naturę orto-.

doprowadziło do powstania struktur pręcikowych. Rzekomo słabszą metamorfozę w formacjach łupków łyszczykowych i w ich sąsiedztwie należy rozumieć jako późniejszą pogranityzacyjną fyllonityzację łupków, w strefie silnych dyferencjalnych ruchów spowodowanych znacznymi różnicami plastyczności fałdującego się kompleksu (gnejs i łupki łyszczykowe). Na daleko posuniętą diaftorezę wskazywałaby podkreślana przez G. Berga powszechność występowania muskowitu. O. Kodym i J. Svoboda (1948 s. 6) oraz M. Maška (1954, s. 119) gnejsy doliny Małej Upy traktują jako intruzje syntektoniczne, przy czym ostatni z wymienionych autorów przypisuje im wiek młodokaledoński.

c) *Tak zwane łupki kwarcytowe* mają główne rozprzestrzenienie na arkuszu Miedzianka, gdzie przebiegają jednym regularnym pasem szerokości 200-300 m od strony Miedzianki w kierunku Czarnowa. Tutaj giną w formie klina w obrębie łupków łyszczykowych. Nie notowane przez G. Berga wystąpienia tych skał znane są autorowi z okolic między Kowarami a Karpaczem, gdzie towarzyszą granitognejsom.

G. Berg podtrzymuje ich kwarcytowy charakter od wielu lat (1912-1938). Podając analizę chemiczną tych skał wykazującą między innymi 8,24% K_2O zauważa, że skały te wykazują pokrewieństwo z leptykami metamorfiku skandynawskiego.

Obserwacje terenowe pozwalają w skałach opisywanych przez G. Berga jako łupki kwarcytowe stwierdzić częste wkładki, soczewki i smugi łupków łyszczykowych, nie różniących się niczym od tychże łupków w sąsiedztwie. Między Kowarami a Karpaczem obserwować w nich można kilkumetrowe nawet ławice łupków łyszczykowych i amfibolitów. S. Dyjon znalazł w tych skałach w okolicy Mniszkowa fragmenty amfibolitów megaskopowej wielkości, przechodzące wzdłuż foliacji stopniowo w „łupki kwarcytowe". Sposób wietrzenia tych skał jest inny jak kwarcytu i raczej przypomina wietrzenie gnejsów.

Opisane fakty jak również obecność w tych skałach granatu, tak charakterystycznego dla łupków łyszczykowych, pozwalają skały te uznać za produkt granityzacji kompleksu łupków łyszczykowych. Granityzacja pochłaniała też wkładki i soczewki odmiennych skał w obrębie tego kompleksu, więc typowe kwarcyty, które się jej opierały, i jako takie lokalnie zachowały, a także amfibolity, których większe relikty zostały stwierdzone. Cytowany przez G. Berga (1938, s. 34) w łupkach kwarcytowych zoizyt zdaje się stanowić relikty przeobrażonych skał amfibolitowych.

Powyższe fakty i ich interpretacja skłaniają przeto autora do określenia skał, uważanych dotychczas za łupki kwarcytowe, jako gnejsy. Ponieważ są to skały charakterystyczne dla okolic Miedzianki we wschodnich Karkonoszach, proponuję dla nich nazwę gnejsów z Miedzianki.

B. *Strefa amfibolitowo-gnejsowa* stanowi zespół skał o rzadko spotykanej zmienności mineralogicznej spowodowanej wielorakimi czynnikami. Z grubsza biorąc można tu wydzielić trzy grupy skał różniących się składem mineralnym, genezą i okresem powstania. Najprawdopodobniej jednak rozwój całej tej serii jest efektem procesów przedkambryjskich.

Z punktu widzenia genezy skał w strefie zewnętrznej wschodnich Karkonoszy należy wydzielić:

a) amfibolity właściwe,

b) produkty granityzacji amfibolitów,

c) produkty kataklazy i diaftorezy amfibolitów właściwych i powstałych z nich gnejsów.

Kataklaza i diaftoreza, a także granityzacja są związane z procesami młodszymi od powstania amfibolitów. Na dalszych stronach pracy podane są dowody, że diaftoreza jest procesem młodszym od granityzacji.

Ciekawe jest przestrzenne rozmieszczenie wymienionych grup skalnych. Najniżej tektonicznie (wzdłuż granicy z łupkami łyszczykowymi i towarzyszącymi im gnejsami) leżą amfibolity właściwe, wyżej tj. dalej ku wschodowi produkty ich przeróbki mechanicznej, a wreszcie produkty granityzacji. Ponieważ środkowa grupa skał zdaje się w swej głównej masie wykazywać tendencje do zanikania w okolicy linii kolejowej, przecinającej wschodnie Karkonosze, strefa pierwsza i trzecia zbiegają się na południe od niej. Pamiętać jednak należy, że drobne wkładki diaftorytów w amfibolitach spotyka się w obrębie tych ostatnich dalej ku południowi. Należy zaznaczyć, że takie rozmieszczenie jest zjawiskiem ogólnym. W szczegółach spotykamy się z zazębianiem wymienionych typów skalnych.

a) *Amfibolity (właściwe)* przeważnie uwarstwione i smużyste, to ciemne skały, bardzo często afanitowe. W ich składzie uderza obecność hornblendy, często diopsydu i plagioklazu (ok. 35% An) i spora niekiedy domieszka tytanitu (4%). Prócz plagioklazu zawierającego większe ilości cząsteczki anortytowej spotyka się zazwyczaj albit.

Dotychczas nie nagromadzono takiej ilości analiz chemicznych i mikroskopowych, aby można było określić charakter materiału wyjściowego. Geneza tych skał zdaje się być przeto zagadnieniem otwartym. Przypuszczać należy, że jest to formacja pierwotnie eruptywna, składająca się z law i tufów (wulkanizm inicjalny). W formacji amfibolitowej spotyka się podrzędne wkładki łupków biotytowych oraz porfiroidów (Berg 1941, s. 33). Na granicy z gnejsami obserwował ten autor (s. 29) szczególnie gruboziarniste odmiany amfibolitów, co należy uznać za objaw rekrystalizacji. Amfibolitom diopsydowym towarzyszy w Janowicach Wielkich skała uralitowo-serpentynowa, opisana przez G. Berga w 1938 r. (s. 18).

b) *Produkty granityzacji amfibolitów* rozwinięte są w różny sposób w dwóch strefach oddzielonych od siebie na powierzchni głęboko ku zacho-

dowi sięgającą zatoką kulmu koło Pisarzowic. Według G. Berga (1938, s. 41) gnejsy towarzyszące amfibolitom są prawdziwymi ortognejsami.

Na odcinku północnym między Marciszowem a Raszowem obserwuje się zjawisko przeławicania się amfibolitów a miejscami łupków chlorytowych z gnejsami hornblendowymi. O ile miarodajne są obserwacje w występujących tu odkrywkach i w zwietrzelinie, amfibolity przeważają znacznie nad gnejsami. Ławice gnejsu mają różne grubości — od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Miejscami są to izolowane różnej wielkości gniazda gnejsów w obrębie amfibolitów. W gnejsach słabo zaznacza się tekstura kierunkowa. W skałach tych już megaskopowo widoczne jest wypieranie przez składniki jasne materiału amfibolitów. Przy dostatecznie daleko posuniętym procesie pozostają drobne relikty amfibolitu. Równocześnie postępuje biotytyzacja amfibolu.

Między Leszczyńcem a Niedamirowem przebiega do 3 km szeroka strefa gnejsów. G. Berg wydziela je jako (orto-) gnejsy z Paczyna (Petzelsdorfer Gneise). Gnejsy hornblendowe tej strefy uważa K. Smulikowski (1952, s. 93) „za iniekcyjne kontakty intruzji granitognejsów w kompleks łupkowy". Stosunek ilościowy gnejsów do amfibolitów jest odwrotny jak w obszarze między Raszowem a Marciszowem. Amfibolity ustępują wyraźnie gnejsom, tworząc w nich relikty różnej wielkości aż do takich, które można ująć kartograficznie. Za tego rodzaju relikt należy uznać wielką masę amfibolitów kwarcowych między Szarocinem a Jarkowicami. G. Berg wydziela tu:

gnejsy hornblendowe, przy których zwraca uwagę na zjawiska asymilacji (1941, s. 41) amfibolitów. Przemawia to na korzyść przyjętej tu wtórnej genezy gnejsów hornblendowych. Zmienność petrograficzna tych skał jest znaczna — występują tu gnejsy, sjenity i dioryty. Oprócz zmienności składu mineralnego zmieniają się struktury i tekstury tych skał. Plagioklaz zawiera niekiedy 69% An. Obok plagioklazu zasadowego stwierdza tu G. Berg obecność albitu i zoizytu, co wskazuje na procesy saussurytyzacji.

Gnejsy hornblendowe wykazują zmienną kierunkowość od odmian granitowych, bezkierunkowych, do typowych gnejsów zdeformowanych po procesach granityzacji. Pojawia się wtedy epidot i chloryt, częste są nawet zjawiska kataklazy. Odmiana zwana przez Berga *gnejsem słojowym* cechuje się większą zawartością oligoklazu i niewielką ilością składników barwnych. Byłaby ona ogniwem dalej jeszcze posuniętej granityzacji. Końcowym produktem tego procesu jest występująca tu odmiana z niebieskim kwarcem, który — jak wyżej wspomniano — jest składnikiem charakterystycznym granitu rumburskiego.

Dalszą odmianę tutejszych gnejsów stanowią *gnejsy muskowitowe,* przebiegające wzdłuż granicy z kulmem. Brak odkrywek nie pozwala na

określenie geologicznego charakteru tej skały. Jest więcej niż prawdopodobne, że skały te nie tworzyły się kosztem amfibolitów. G. Berg (1941, s. 46) podkreśla kataklazę tych skał. Być może, należałoby je zaliczyć już do diaftorytów.

Ostatnią wreszcie odmianę gnejsów z Paczyna stanowią *gnejsy iniekcyjne*, które zdają się odpowiadać wykształceniem strefie między Raszowem a Marciszowem.

c) *Kataklazyty i diaftoryty* powstałe kosztem formacji amfibolitowej, opisywane przez G. Berga (1912, 1938, 1941) jako amfibolity kwarcowe, masywne skały kwarcowo-chlorytowe oraz amfibolity zoizytowe, uważane przez niego za wynik kontaktu z ortognejsami. Skałom tym towarzyszą w okolicy Przybkowic podrzędnie wapienie. Wymienione typy skalne wykazują różne struktury i tekstury. Przebiegają zgodnie z całą serią wschodnich Karkonoszy. W ich składzie pojawiają się minerały, charakterystyczne dla facji zieleńcowej (hornblenda zastąpiona przez epidot i chloryt). Struktury kataklastyczne i przeławicanie się tych skał z typowymi amfibolitami a także kierunek przeobrażeń mineralnych, nakazują uznać je za produkt wtórnej przeróbki amfibolitów w płytszej strefie metamorficznej. Cienkie wkładki tych skał spotyka się poza główną strefą ich występowania w obrębie amfibolitów (Berg 1941, s. 28).

K. Smulikowski (1952, s. 93) uważa występujące w obrębie amfibolitów łupki chlorytowe z albitem i epidotem za skały powstałe najprawdopodobniej na skutek późniejszej diaftorezy.

W amfibolitach kwarcowych z Kopiny k. Niedamirowa znalazł O. Juskowiak (1957, s. 129) zespół minerałów charakterystycznych dla facji glaukofanowej.

Niezwykłej wagi zjawiska ważne dla poznania historii rozwoju serii skalnych wschodnich Karkonoszy obserwujemy w strefie kruszconośnych łupków serycytowych, opisanych przez G. Berga (1938, s. 40-41) i S. Jaskólskiego (1957, s. 306-308). Skały te tworzą 200 m szerokie pasmo, niemal południkowo przebiegające na przestrzeni 4 km, wtrącone w łupki chlorytowe. Omawiane skały zawierają drobne wpryśnięcia pirytu i były eksploatowane od wielu dziesiątków lat. Są też dobrze osłonięte w kilku powierzchniowych wyrobiskach górniczych.

Oto obserwacje terenowe autora, które w pewnej mierze uszły uwagi wymienionych wyżej autorów. Skały omawianej strefy kruszconośnej wykazują bardzo wyraźną foliację, często lineację, niekiedy wybitną (struktury pręcikowe). Ogólnie biorąc można je określić jako gnejsy serycytowe, chlorytowe i hornblendowe. W skałach tych występują też wkładki łupków chlorytowych. Obecność hornblendy w odmianach pręcikowych wskazuje na granityzację amfibolitów przy trwających przemieszczeniach tektonicz-

nych. Złupkowanie produktów granityzacji przy przejściu (niezupełnym) hornblendy w chloryt, a skalenia potasowego w pospolity tu serycyt, rzuca światło na sekwencję wiekową procesów granityzacji i diaftorezy we wschodnich Karkonoszach. Diaftoreza amfibolitów jest młodsza od procesu granityzacji tych skał, który najprawdopodobniej jest zjawiskiem regionalnym i zaznacza się równocześnie w obrębie łupków łyszczykowych (gnejsy kowarskie).

Przebieg stref diaftorytów zgodny z przebiegiem całej strefy amfibolitowej wschodnich Karkonoszy, a prostopadły do przebiegu fałdów kaledońskich Gór Kaczawskich (prostopadłe są struktury linijne w obu regionach), wskazuje, że proces tworzenia się głównej masy diaftorytów zakończył się przed ruchami młodokaledońskimi.

Serie staropaleozoiczne wschodnich Karkonoszy

Pod nazwą tą rozpatrujemy zieleńce i fyllity w okolicy Niedamirowa. Utwory te przefałdowane z opisanymi przedkambryjskimi seriami wschodnich Karkonoszy są przedłużeniem wielkiego obszaru staropaleozoicznego serii Gór Rychorskich i południowych Karkonoszy. O. Kodym i J. Svoboda (1948, s. 27) zaszeregowali fyllity do ordowiku, a zieleńce do gotlandu. Nie wchodząc w zagadnienie wieku tych utworów, którego na małym odcinku okolic Niedamirowa nie da się rozwiązać, zwrócimy uwagę, że jest to epimetamorficzna seria powstała przez metamorfozę progresywną.

Utwory te łącznie z amfibolitami wykazującymi znamiona diaftorezy wydzielili M. i J. Szałamachowie (1958, s. 355) jako serię Niedamirowa. W amfibolitach tych O. Juskowiak (1957, s. 128) widzi fację glaukofanową. Wymieniony autor obserwował na zboczach Kopiny „przeławicające się" dwa typy skał: a) skały o składzie epidot, chloryt, glaukofan (facja glaukofanowa). Mikrofotografia łupków epidotowo-chlorytowo-glaukofanowych z granatami załączona do pracy O. Juskowiaka wykazuje, że już tego typu skała ma cechy mylonitu-diaftorytu; b) skały typu zieleńców, reprezentowane przez fację albitowo-epidotowo-amfibolitową, należy uważać za produkt diaftorezy amfibolitu. W ten sposób stwierdzamy więc w okolicach Niedamirowa dwie serie rozwinięte w różnych warunkach metamorfozy:

a) młodszą — fyllity ordowiku i zieleńce (gotland ?), przeobrażone w warunkach metamorfozy progresywnej młodokaledońskiej;

b) amfibolity, miejscami skały facji glaukofanowej o starszej, przedkambryjskiej metamorfozie, które lokalnie przeszły proces diaftorezy. Ta, jak wiemy z poprzednich rozdziałów, winna być uznana za przed (młodo-) kaledońską. Zachodzi jednakże pytanie, czy część produktów diaftorezy amfibolitów w sąsiedztwie serii staropaleozoicznej nie jest wynikiem tych

ruchów, które spowodowały progresywną metamorfozę serii staropaleozoicznych południowych i wschodnich Karkonoszy [5a].

Seria Niedamirowa w ujęciu M. i J. Szałamachów (1958) obejmuje utwory poligeniczne, z jednej strony produkty metamorfozy progresywnej starszego paleozoiku, z drugiej produkty diaftorezy serii starszej. Zachodzi przeto, zdaniem autora, konieczność ograniczenia pojęcia serii Niedamirowa do jednej z wymienionych dwóch serii skalnych, jeśli nazwa ta ma być w ogóle utrzymana.

TEKTONIKA

Tektonika wschodnich Karkonoszy nie była dotychczas przedmiotem wyczerpującego opisu. Stąd też mamy w literaturze jedynie ogólne uwagi o niej. Niekiedy autorzy zwracają uwagę na pewne szczegóły tektoniki. Do nich będziemy nawiązywać w dalszych rozdziałach pracy. Na tym miejscu zwrócimy jedynie uwagę na ogólne poglądy odnoszące się do regionu Karkonoszy. Będziemy przy tym często nawiązywać do południowych czeskich Karkonoszy, gdzie znajduje się znakomita większość tych serii skalnych, które rozpatrujemy w niniejszej pracy w ramach naszych granic.

Rozwój poglądów na tektonikę wschodnich Karkonoszy

Najstarsze opisy tektoniki wschodnich Karkonoszy są bardzo prymitywne. W objaśnieniach do mapy geologicznej Dolnego Śląska w skali 1:100 000 wydanej w 1867 r. znajdujemy na stronach 79-84 szereg pomiarów położenia warstw między Łabą a Miedzianką. Uogólniając ten materiał podaje J. Roth (1867, s. 85), że warstwy zapadają na SE. Nie uszedł jednak jego uwagi fakt pomijany przez wszystkich późniejszych autorów, że między Żaclerzem a Niedamirowem przebiega wąska strefa upadów pn.-zachodnich.

W pierwszych wydaniach objaśnień do arkuszy Kowary i Miedzianka (1912) tektonika wschodnich Karkonoszy potraktowana jest przez G. Berga niezwykle skromnie. Autor ogranicza się do podania przebiegu warstw wynikającego z powyższych map oraz kierunków i wartości kątów upadów. Do pewnych szczegółów tektonicznych, zawartych w wymienionych pracach G. Berga, powrócimy w dalszych rozdziałach pracy.

R. Lepsius (1913, s. 14-15) zwraca uwagę na podobieństwo skał wschodnich Karkonoszy (dolina Upy) do skał izerskich (łupki łyszczykowe, granitognejsy, amfi-

---

[5a] Podobnie pewna część fyllitów we wschodnich (i południowych) Karkonoszach charakteryzujących w zasadzie ordowik lub częściowo nawet kambr pochodzi zapewne z diaftorezy przedkambryjskich łupków łyszczykowych w strefie granicznej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki i kaledoniku południowo-karkonoskiego (seria subsudecka O. Kodyma i J. Svobody). Już G. Berg (1912, s. 21-22) zauważył istnienie przejść między łupkami łuszczykowymi a fyllitami. Przy przejściach tych podkreśla obecność muskowitu. Diaftorezę tę należy łączyć z fałdowaniem młodokaledońskim, które spowodowało również metamorfozę progresywną (kambro-) syluru południowych Karkonoszy.

bolity i marmury). Granit Karkonoszy jest lakkolitem. Jest niezgodny w stosunku do osłony w przeciwieństwie do zgodnych granitognejsów z okolic Vrchlabi, Upy i pasma kamienieckiego. Podaje bardzo prymitywny profil między Janskimi Laźniami a okolicami Jeżowa w skali 1:200 000.

H. Cloos (1922, s. 21-23), traktując wschodnie i południowe Karkonosze jako część osłony granitu waryscyjskiego, podaje kilka danych odnoszących się do ułożenia warstw.

O wiele więcej materiału do interesującego nas zagadnienia znajduje się w następnej pracy H. Cloosa (1925). „Ramy krystaliczne Karkonoszy" (s. 10-12) są zbudowane symetrycznie, lecz są niesymetrycznie zestawione. Skały zapadają na wschód, południe i północ od granitu i tworzą sklepienie o osi ESE. Północna część osłony zbudowana jest ze starszych granitów. W części południowej i wschodniej przeważają łupki z wtrąceniami intruzyjnymi. Granit leży na fudze granicznej. Kopuła Karkonoszy powstała w kulmie przed granitem. We wschodniej części osłony panuje struktura blachy falistej, przy czym warstwy są stromo ustawione, i cała blacha zapada na wschód. Bieg osi fałdów blachy jest stały ESE i nie otula granitów. Tak samo przebiega linijne wyciągnięcie ziarna. Wygięcie warstw ku wschodowi we wschodnich Karkonoszach nie może być wynikiem fałdowania poprzecznego, które według Cloosa jest zjawiskiem nienaturalnym. Zaburzenie poprzeczne (Querfaltungen) jest równoczesne z głównymi ruchami i powstaje przez nierównomierne zmieniające się od miejsca do miejsca silne wypiętrzenia przy ogólnym fałdowaniu (s. 129). „Przedgranitowa kopuła Karkonoszy jest istotnie tak stara, jak pierwsza tektonika tych skał", i dalej „o wiele później przedłużały się ruchy wypiętrzające, wreszcie wcisnął się młodszy granit". Do kolejnych ważnych stwierdzeń Cloosa wrócimy w dalszym ciągu pracy, kiedy zajmiemy się szczegółami budowy wschodnich Karkonoszy.

S. Bubnoff (1930) przyjmuje budowę osłony i stanowisko granitu waryscyjskiego za Cloosem. Porusza jednak (czego Cloos nie uwzględnił) sprawę wieku metamorfozy wiążąc ją z intruzjami kaledońskimi. Metamorfizm słabnie ku południowi, gdzie pojawia się sylur.

W latach 1938-1941 pojawiają się drugie wydania objaśnień G. Berga do arkuszy Miedzianka i Kowary. W porównaniu z wydaniami pierwszymi wnoszą one niewiele nowego do znajomości tektoniki wschodnich Karkonoszy. Autor zajmuje się szczegółowiej stosunkami tektonicznymi okolic Miedzianki, gdzie dzięki uskokom pojawiają się kilkakrotnie na powierzchni skały zmienione kontaktowo. Amfibolity diopsydowe są silnie przefałdowane, a granit leży tu dość płasko pod skałami osłony (1938, s. 6-7).

O. Kodym i J. Svoboda (1948) zajmują się szczegółowiej obszarami południowych Karkonoszy, gdzie występują jednostki tektoniczne wyższego rzędu przedłużające się na teren będący obiektem rozważań w niniejszej pracy. Autorzy wydzielają tam (s. 14-18) jednostkę subsudecką, zbudowaną z epimetamorficznych osadów ordowiku i syluru oraz jednostkę sudecką z mezozonalnych skał algonku. Obie jednostki mają charakter płaszczowin wieku kaledońskiego. Pierwsza z nich wchodzi na nasz obszar jedynie pn.-wschodnim zakończeniem. Należą do niej, oprócz serii południowych Karkonoszy, także fyllity Nowego Miasta w Górach Orlickich oraz poleozoik Hlinska w Żelaznych Górach. Druga jednostka przedłuża się na obszar Rudaw Janowickich i obejmuje również cały blok izerski i metamorfik Sudetów Środkowych z Sowimi Górami włącznie. Oddzielną być może jednostkę stanowi starszy paleozoik Gór Kaczawskich. Nie jest wykluczone, że przedstawia on nadkład

jednostki sudeckiej. Waryscyjski granit Karkonoszy powstał w związku z tworzeniem się depresji śródsudeckiej. Wykorzystał on powierzchnię nasunięcia między płaszczowiną sudecką a subsudecką (s. 26).

Teorię płaszczowinową budowy Karkonoszy przyjął za autorami czeskimi K. Smulikowski (1952, s. 91-92). Badacz ten rozwija w pewnej mierze poglądy czeskich autorów. Pogórze Izerskie traktuje jako korzeniowe części płaszczowiny sudeckiej, Pasmo Kamieniogórskie (wschodnie Karkonosze) jako boczny płat tej płaszczowiny, a okolice między Kowarami a Śnieżką jako jej czołowe części.

M. Maška (1954) w obszernej pracy poświęconej metodyce badań mikrotektonicznych i tektonice Karkonoszy rozważa szereg ogólnych zagadnień ważnych dla tych gór. Przytoczymy je pokrótce. Karkonosze tworzą horst saksoński, powstały między paleogenem a neogenem (s. 115). Dyslokacje ograniczające go, to uskok śródsudecki i łużycki. Granit jest typowym kopułowym plutonem lakkolitowym. Jego tektonika ma charakter pseudokaledoński[6] (s. 115). Zjawiska mikrotektoniczne są tego samego typu w granicie co w jego osłonie (s. 245). Krystaliczny „wieniec" plutonu jest zbudowany dość prawidłowo, ma jednak bardzo nierównomierne, a nawet niesymetryczne rozłożenie serii. Północna i pd.-zachodnia część kopuły jest w większości zbudowana z ortognejsów, część południowa i pd.-wschodnia ze skał para. Obie te nierównoważne połówki w tej sytuacji nie wykazywały nigdy prostej zależności. Młodszy granit zakrywa wielką rozpadlinę, która rozłamała kopułę. Wzdłuż tej dyslokacji doszło do przesunięć, dzięki którym pojawiły się w sąsiedztwie części pierwotnego krystaliniku, różne pod względem składu i struktury (s. 115). Obie połowy są podobne pod względem metamorfozy, a każda jest w pewnej mierze samodzielnym metamorfikiem. Po stronie czeskiej jest to jedna metamorficzna seria karkonoska. W jej budowie brak pometamorficznych lub polimetamorficznych płaszczowinowych kier. Obie części krystalicznego wieńca plutonu można łączyć w sensie regionalnym pod nazwą „metamorficzny obszar karkonosko-izerski" (s. 116). Metamorficzna seria karkonoska jest jedna (s. 117). Brak w jej obrębie skoku metamorfozy. Można w jej obrębie wydzielić dwa podobszary — z ortognejsami i bez ortognejsów. Ortognejsy są synkinematyczne. Niska temperatura i być może facja mineralna spowodowała kinematyczny typ metamorfozy i możliwość powstania B-tektonitów. Hipotezy O. Kodyma o młodokaledońskich diaftorytach nie da się potwierdzić. Lokalna kataklaza i mylonityzacja mają genezę niepłaszczowinową. Metamorfoza ortognejsów jest mezozonalna, synkinematyczna, bez przejścia przy stygnięciu magmy w typowy granit. Brak w nich zjawisk kataklastycznych (s. 119). Cały karkonoski obszar metamorficzny jest jednolity pod względem stratygrafii (kambr-ordowik-sylur). Brak dowodów na istnienie sedymentów prekambryjskich.

H. Teisseyre (Teisseyre & Smulikowski & Oberc 1957) przyjmuje koncepcję O. Kodyma i J. Svobody jako hipotezę roboczą (s. 252-255) dodając do niej, że w kierunku wschodnim płaszczowina sudecka zanurza się wzdłuż poprzecznej fleksury pod nieckę śródsudecką (s. 242-253). Fleksura ta jest wieku waryscyjskiego (s. 255). W rozważaniach zwraca uwagę na słabe strony hipotezy O. Kodyma i J. Svobody — należy do nich brak brekcji, ślizgów i rys powierzchni skalnych na granicy kompleksu podsudeckiego i sudeckiego, lokalne położenie płaszczowiny podsudeckiej na sudeckiej oraz brak ostrych różnic petrograficznych między obu seriami w strefie granicznej. Odnośnie do stanowiska tektonicznego granitu waryscyjskiego nie wypowiadam się.

---

6 Terminu tego autor nie wyjaśnia.

J. Chaloupsky (1958), który szczegółowo opisał profil doliny Izery między Harrachowem a Dolną Rokytnicą, podaje szereg uwag mających znaczenie dla szerszych terenów południowych Karkonoszy. Fałdowania tych obszarów są dwufazowe. W pierwszej powstały skały facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej; druga, w której naciski były tak samo skierowane jak w pierwszej, obniżyła fację metamorficzną do zieleńcowej. Powstały przy tym fałdy poprzeczne o osiach biegnących południkowo, mikrostruktury, spękania, a roztwory hydrotermalne spowodowały albityzację. Obie fazy są młodokaledońskie (s. 46). Formy tektoniczne doliny Izery to fałdy monoklinalne o wergencji północnej. Wergencja ta nie jest panującą w południowych Karkonoszach, gdyż są też strefy o wergencji południowej. Obszar opisany przez J. Chaloupsky'ego należy do płaszczowiny sudeckiej, a zbudowany jest z utworów ordowiku i syluru (s. 40).

Przebieg warstw w intersekcji

Z map geologicznych G. Berga (arkusz Miedzianka, 1938; arkusz Kowary i Szczepanów, 1940) wynika, że serie skalne metamorfiku wschodnich Karkonoszy przebiegają w przybliżeniu południkowo, przyjmując na zachód od Kowar w stronę Śnieżki kierunek zbliżony do równoleżnikowego. Rozważając to zagadnienie bardziej szczegółowo zauważymy co następuje:

a) na północ od doliny Bobra warstwy przedkambryjskie biegną WNW-ESE;

b) między uskokiem śródsudeckim, przebiegającym doliną Bobra, a Wieściszowicami, intersekcja warstw jest południkowa;

c) między Wieściszowicami a doliną Złotnej granice warstw mają kierunek NNE-SSW zarówno w obrębie strefy amfibolitowej, jak w strefie łupków łyszczykowych i gnejsów;

d) między doliną Złotnej a Niedamirowem granice warstw skręcają, biegnąc znowu południkowo i to zarówno w obrębie amfibolitów jak i łupków łyszczykowych. Również pojawiające się w okolicy Niedamirowa serie staropaleozoiczne przebiegają strefami południkowymi.

Z przytoczonych faktów wynika, że intersekcja serii krystalicznych wschodnich Karkonoszy ma przebieg esowaty.

e) Między Kowarami a Śnieżką intersekcja granic warstw uzyskuje stopniowo kierunek zbliżony do równoleżnikowego.

Odcinek, gdzie w okolicach Kowar intersekcja wykazuje przejście z kierunków NNE do E-W, nazywany bywa przez geologów łukiem kowarskim. Termin ten nie został w znanej mi literaturze opublikowany, nie jest więc wiadomo, kto jest jego twórcą.

Na całym obszarze między uskokiem śródsudeckim a Śnieżką intersekcja wskazuje na upad serii skalnych na zewnątrz kopuły granitu waryscyjskiego, tj. ku wschodowi, południowemu wschodowi i południowi. Dalej ku zachodowi i południowi aż po Jeszted, jak pozwala stwierdzić mapa O. Kodyma, J. Svobody i F. Prokopa, załączona do pracy dwóch pierwszych autorów (1948), dominują kierunki równoleżnikowe.

Przedstawiony przebieg granic warstw, uzyskany przez G. Berga metodą kartograficzną, bierzemy za punkt wyjścia do dalszych rozważań. Właściwy jednak obraz tektoniki uzyskamy dopiero po przedstawieniu drobnych struktur i ich stosunku do przebiegu kartograficznego warstw.

Obserwacje drobnych struktur

W czasie badań terenowych zebrano obfity materiał pomiarów mikrotektonicznych struktur z okresu metamorfozy. Strukturami pometamorficznymi nie zajmowano się niemal zupełnie. Pominięto przy tym zupełnie spękania skalne. Materiał mikrostruktur metamorficznych pozwala jednak pośrednio odcyfrować zasadnicze cechy późniejszych procesów tektonicznych.

Pomiarów różnych form mikrotektonicznych dokonywano w bezpośrednim sąsiedztwie w miarę możliwości na tej samej ławicy. Celem takiego postępowania w seriach silnie wtórnie przefałdowanych jest chęć poznania wzajemnego stosunku różnych typów drobnych form tektonicznych w odniesieniu do form większych i ułożenia warstw. Obserwacje mikrotektoniczne zostały zestawione na mapie. Nie posługiwano się więc diagramami zestawczymi, gdyż te zdaniem autora nie uwzględniają momentu geograficznego, który jest niezwykle ważny dla poznania szczegółów tektoniki i tak w małym stopniu poznanych ze względu na znaczne zakrycie terenu. Zestawienie zastosowane przez autora uzupełnia te braki i pozwala na poznanie zmienności przestrzennej mikrostruktur, oraz wzajemnego stosunku między różnymi typami drobnych form.

Takie ujęcie ma jednak złe strony. Nie było możliwe uwzględnienie w nim całego materiału obserwacyjnego ze względu na brak miejsca na mapie. Konieczne więc było wyeliminowanie części materiału. Pozostawiono według uznania tę część pomiarów, która dla interpretacji geologicznej wschodnich Karkonoszy ma największe znaczenie. W przypadkach, gdy w obrębie jednej odkrywki stwierdzono znaczne zróżnicowanie kierunków mikrostruktur, uwzględniono więcej niż jeden kierunek na wykresie.

Foliacja

Powierzchnie foliacji niezależnie od ich ustawienia są w różny sposób wykształcone w różnych ogniwach litologicznych wschodnich Karkonoszy. Najlepiej wykształcone są powierzchnie foliacji w łupkach łyszczykowych. W gnejsach powstałych przez granityzację tych skał foliacja jest wyraźna, lecz wykazuje tendencję do zanikania tam, gdzie granityzacja i homogenizacja materiałów postąpiły dostatecznie daleko. W granitach rumburskich można ją jedynie obserwować na reliktach łupków łyszczykowych.

Pięknie zachowana jest foliacja w gnejsach Miedzianki. Wyznaczają ją reliktowe łyszczyki. Podobnie jak w innych odmianach gnejsów powstałych kosztem łupków łyszczykowych i w samych łupkach, zdaje się ona być niemal wszędzie równoległa do pierwotnego warstwowania. Wkładki innych skał w tym kompleksie przebiegają zgodnie z powierzchniami foliacji.

Nieco odmiennie przedstawia się zagadnienie foliacji w strefie amfibolitowej i w produktach z jednej strony diaftorezy tych skał, a z drugiej ich granityzacji.

Słabo wtórnie zmienione amfibolity są skałami o bardzo nierównomiernie rozwiniętej foliacji. Istnieją odmiany masywne, w których megaskopowo nieraz na przestrzeni kilkunastu metrów trudno dopatrzeć się wyraźnej kierunkowości, gdzie indziej foliacja zaznacza się gęsto obok siebie i bardzo wyraźnie, zwłaszcza w amfibolitach, np. w okolicach Miedzianki. Ten rodzaj foliacji byłby związany z jednej strony z pierwotnym charakterem sedymentu, z drugiej zaś z dyferencjacją metamorficzną.

Innym typem foliacji w amfibolitach jest wtórne mechaniczne złupkowanie pierwotnie niemal bezkierunkowych odmian tych skał. Wywalcowanie doprowadziło do powstania mniej lub bardziej regularnych powierzchni w zależności od stopnia zaawansowania tego procesu. Przy pomiarach w terenie brano pod uwagę tylko te przypadki, gdzie równolegle do powierzchni foliacji widoczne było kierunkowe ułożenie ziarn skalnych, co wskazuje na metamorficzne pochodzenie tych struktur, a nie na późniejszy kliważ. W produktach diaftorezy amfibolitów były brane pod uwagę jako foliacja powierzchnie wyznaczone przez równoległe ułożenie minerałów blaszkowych względnie słupkowych. W rzeczywistości nie zawsze skała wykazuje oddzielność łupkową dostatecznie gęstą jak na foliację.

W gnejsach hornblendowych foliacja zanika niemal zupełnie. Granityzacja po głównej deformacji, zwłaszcza w odmianach, które a priori nie posiadały wyraźnej foliacji, nie prowadzi do podkreślenia tych powierzchni. Dostatecznie daleko posunięta granityzacja amfibolitów o pierwotnie wyraźnej foliacji prowadzi do jej stopniowego zaniku (rozładowanie struktur łupkowych). Dlatego też w gnejsach hornblendowych dokonano znikomej ilości pomiarów.

Dość wyjątkowym zjawiskiem są gnejsy hornblendowe odsłonięte w skałkach między Paczynem a Nową Białką. Reliktowe smugi amfibolitów w gnejsach wyznaczają wyraźne powierzchnie foliacji. Hornblenda przekrystalizowała przy tym na wielkie ziarna. Odmiany gnejsów hornblendowych, które uległy silnej diaftorezie, posiadają mniej lub więcej wyraźną foliację.

Z tych uwag nad sposobem wykształcenia foliacji wynika, że w pew-

nych partiach terenu przy jego naturalnym odsłonięciu brak w ogóle materiału mikrotektonicznego, gdzie indziej jest on niedostateczny. Są wreszcie obszary, gdzie jest go pod dostatkiem. Pozwalam sobie na tym miejscu mówić ogólnie o pomiarach mikrotektonicznych przy okazji rozważania zagadnienia foliacji, gdyż ten typ mikrostruktur metamorficznych jest zasadniczy i wyznacza niemal wszystkie inne rodzaje mikrostruktur. Jedynym odstępstwem od tej reguły są wybitnie pręcikowe gnejsy, przy których niełatwo odnaleźć powierzchnie foliacji, względnie można znaleźć szereg tego rodzaju nierównoległych do siebie powierzchni.

Przechodząc z kolei do przestrzennego rozmieszczenia powierzchni foliacji we wschodnich Karkonoszach, zaznaczymy na wstępie, że pominiemy tu rozważania nad ułożeniem foliacji w fałdach ciągnionych różnych wielkości. Sprawę tę rozważymy na innym miejscu. Większe fałdy kilkudziesięciometrowej wielkości nie zostały z braku dostatecznych dowodów w terenie uznane za fałdy ciągnione i foliacja w ich obrębie będzie uwzględniona w bieżącym rozdziale.

Z punktu widzenia stosunku ustawienia powierzchni foliacji do uzyskanych z kartowania geologicznego granic warstw wydzielimy w badanej części wschodnich Karkonoszy cztery strefy.

a) Strefa Janowic Wielkich obejmuje okolice Janowic na północnym brzegu Bobra. Powierzchnie foliacji są równoległe do granic warstw i zapadają ku północy pod zmiennymi kątami, na ogół stromo.

b) Między Bobrem a linią Ciechanowice-Wołek (strefa Miedzianki) granice warstw przebiegają w zasadzie południkowo, powierzchnie foliacji zaś w przybliżeniu równoleżnikowo ze stromymi upadami skierowanymi zarówno ku północy jak i ku południowi.

c) Między Wołkiem a Kowarami (strefa Kowar) i dalej ku południowi w stronę Niedamirowa foliacja przebiega zazwyczaj zgodnie z przebiegiem granic warstw: N-S, NNE-SSW, NE-SW. Upady skierowane są zazwyczaj ku E, ESE i SE. Spotyka się jednakże dość często upady ku W, WNW i NW. Na ten fakt zwracam na tym miejscu uwagę, gdyż odegra on ważną rolę przy interpretacji zjawisk tektonicznych we wschodnich Karkonoszach. Zachodnie upady foliacji można tylko częściowo interpretować jako wyniki wtórnych ostrych zafałdowań przy stromym fleksuralnym wygięciu serii skalnych wschodnich Karkonoszy. Na dobrze odkrytych zboczach stwierdzono, że przy stromym generalnym upadzie obserwuje się odchylenie foliacji bądź ku wschodowi, bądź też ku zachodowi w obrębie jednej ławicy. Wartości kąta upadu są zmienne — najczęściej średnie lub strome. Jeśli chodziłoby o podanie jakiejś reguły, to można by ją sformułować w ten sposób, że w amfibolitach są one niemal zawsze strome, a w łupkach łyszczykowych i w gnejsach średnie lub strome.

d) Na zachód i południowy zachód od Kowar (strefa Czarnej Kopy)

granice warstw uzyskują stopniowo ku zachodowi kierunek równoleżnik wy. Powierzchnie foliacji zapadają zazwyczaj w kierunku południowy Spotyka się tu jednak wąskie strefy kierunku foliacji zbliżonego do p łudnikowego z upadami wschodnimi, rzadziej zachodnimi. Na fakt t będziemy powoływać się w dalszym ciągu pracy.

Wydzielone strefy, w których foliacja zachowuje się w różny spos w stosunku do przebiegu granic warstw, będą ponadto aktualne pr omawianiu innych typów mikrostruktur. Już przy rozważaniu ułożen lineacji i osi fałdów ciągnionych zajdzie konieczność wydzielenia piąt strefy (Przybkowice — Niedamirów). Można by więc mówić o strefa mikrotektonicznych.

Strefę mikrotektoniczną można by zdefiniować jako obszar, w kt rym poszczególne typy drobnych form zachowują się analogicznie w st sunku do przebiegu kartograficznego granic warstw a odmiennie j w obszarach sąsiednich. Przedstawiony w pracy materiał i jego interpr tacja wykazuje dobitnie, że jakaś określona strefa mikrotektoniczna n musi odpowiadać jednostce tektonicznej wyższego rzędu.

B Lineacja

Struktury linijne we wschodnich Karkonoszach są w różny sposo wykształcone w różnych ogniwach litologicznych. W łupkach łyszczyk wych występują dwie odmiany struktur linijnych. Pierwszą stanow cienkie smugi mniej lub bardziej wyraźne i regularne na powierzchniac foliacji, drugą bardzo drobne fałdy ciągnione, których osie przebiega równolegle do siebie w odstępach kilku milimetrów. Pięknego przykład tego zjawiska dostarczyła odkrywka na pd.-wschodnim żebrze Wielki Kopy, gdzie w amfibolitach występuje cienka wkładka łupka serycytow go z lineacją drugiego typu.

W łupkach łyszczykowych spotyka się niekiedy wyraźne, dwa krz żujące się systemy lineacji, nie wszędzie jednak widoczne. Zazwyczaj o obserwuje się jeden z dwóch systemów. Najpiękniejszego przykładu dw systemów lineacji na skałach in situ dostarcza kamieniołom przy drodz leśnej 1 km na wschód od Bud Granicznych. Na powierzchni ławicy łu ka krzyżują się dwa systemy bardzo wyraźnej lineacji (105° i 130°). Pierw sza z nich jest mniej ostra i jak gdyby zatarta, druga bardziej ostra i re gularna, czyli prawdopodobnie młodsza. Nie zawsze kąt 25° między ob systemami lineacji utrzymuje się stale. W luźnie leżących płytach ska nych w dolinie potoku płynącego spod Czarnej Kopy ku północy obse wowano kąty 40°.

Struktury linijne w gnejsach wykształcone są w sposób różnoroc ny. Wyróżnić można dwie genetyczne ich odmiany. Pierwsza zachowan

w gnejsowatych skałach, w których proces granityzacji nie posunął się dostatecznie daleko, jest reliktową lineacją odziedziczoną po łupkach łyszczykowych. Chodzi tu o bardzo drobne struktury fałdów ciągnionych, o których była mowa. Lineacja ta odpowiadałaby wiekowo starszemu z dwóch systemów lineacji zachowanych w łupkach łyszczykowych. Drugi typ struktur linijnych w gnejsach jest wynikiem wzrostu ziarn pod zdecydowanie kierunkowym ciśnieniem przy równoczesnym dopływie materiału granityzującego. Powstają linijne struktury grubsze niż w łupkach łyszczykowych. W wielu punktach obserwowano linijne wyciągnięcie porfiroblastów skalenia potasowego. Należy przypuszczać (nie udało się tego stwierdzić w jednej odkrywce), że w związku z naciskami, które spowodowały struktury linijne w gnejsach, wytworzył się młodszy system lineacji w łupkach łyszczykowych.

W odmianach gnejsów, powstałych przez granityzację przedłużającą się po ustaniu ruchów, lineacja nie zachowała się i może być obserwowana jedynie na reliktowych strzępach łupków łyszczykowych. W granitach rumburskich struktur linijnych nie stwierdzono.

W gnejsach z Miedzianki lineację spotyka się dość rzadko. Tam, gdzie ją obserwowano, chodzi o równoległe rowki i wałeczki na powierzchniach foliacji. Formy te naśladuje ułożenie blaszek biotytu, co wskazuje na bardzo drobne fałdy ciągnione reliktowo zachowane przy procesach granityzacji.

Wybitną lineację, prowadzącą niekiedy do powstania gnejsów pręcikowych, stwierdzono w gnejsach hornblendowych towarzyszących wydzielonym przez G. Berga (1938) kruszconośnym łupkom serycytowym w Wieściszowicach.

Struktury linijne w amfibolitach są zjawiskiem słabo rozpowszechnionym. Wykształcone są one na powierzchniach foliacji w formie drobnych lub grubszych (do 1 cm szerokich) wałków. Te ostatnie są szczególnie charakterystyczne. Nie występują na ogół gęsto obok siebie, lecz przebiegają równolegle w odstępach kilku lub kilkunastu centymetrów. Wyjątkowo spotykamy gęste ich nagromadzenie. Długość tych wałków rzadko przekracza kilkadziesiąt centymetrów. Formy te spotyka się najczęściej między Niedamirowem a Przybkowicami.

W kamieniołomie na zachód od Raszowa przebiegają równolegle do opisanych form bardzo drobne smugi na powierzchniach ławic amfibolitów. Tutaj spotykamy więc dwa typy struktur linijnych w amfibolitach.

W staropaleozoicznych fyllitach okolic Niedamirowa spotyka się, aczkolwiek dość rzadko, typowe dla fyllitów zmarszczkowanie.

Przebieg regionalny struktur linijnych omówiony zostanie łącznie z osiami B w następnym rozdziale.

Fałdy ciągnione

H. Cloos (1925, s. 169—171) opierając się głównie na obserwacjach w łupkach łyszczykowych i gnejsach podkreśla jako jedną z zasadniczych cech wschodnich Karkonoszy obecność dużej ilości wtórnych drobnych fałdów. Powołując się na poprzednich autorów piszących o Karkonoszach stwierdza, ze pomiary kierunków foliacji odbiegają znacznie od uzyskanego kartograficznie przebiegu skał. Dla obrazowego wyjaśnienia tego zjawiska stosuje pojęcie blachy falistej. Pomiary ułożenia foliacji w różnych punktach różnią się znacznie od ustawienia generalnego powierzchni tej blachy. Tezę o wtórnym przefałdowaniu terenów wschodnich Karkonoszy popiera H. Cloos (s. 171) przykładem dwu fałdów w amfibolitach odległych o 300 m o amplitudach 150 m. Z tekstu trudno jednak zorientować się, gdzie znajdują się te fałdy.

Badania terenowe autora potwierdzają wyżej przytoczony pogląd H. Cloosa o wewnętrznej budowie serii skalnych wschodnich Karkonoszy. Autor stwierdza ponadto, że dla interpretacji ustawienia powierzchni osiowych fałdów ciągnionych w celu określenia wergencji dużych fałdów należy przeprowadzić klasyfikację tych struktur według wielkości. Większe fałdy ciągnione mają drobne fałdy tego typu. Zachowanie się powierzchni osiowych wtórnych fałdów ciągnionych w stosunku do większych jest tego rodzaju, jak większych fałdów ciągnionych do dużych struktur geologicznych. Przeto, by wyciągnąć wnioski odnoszące się do wergencji nie jest obojętne, czy bierzemy pod uwagę większe czy mniejsze fałdy ciągnione. W rezultacie wydzielono:

a) fałdy ciągnione pierwszego rzędu — o amplitudzie od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów,

b) fałdy ciągnione drugiego rzędu — amplituda kilkanaście centymetrów,

c) fałdy ciągnione trzeciego rzędu — amplituda do kilku centymetrów.

O ile natura fałdów drugiego i trzeciego rzędu nie podlega zastrzeżeniom, o tyle należy wyjaśnić zagadnienie, czy fałdy pierwszego rzędu mogą być uznane za ciągnione. Aby to zrozumieć, najlepiej zapoznać się z odkrywką sztuczną w pobliżu wyrobiska górniczego na południe od wsi Podgórze. Na przestrzeni około 300 m odsłania się seria gnejsów płytowych z licznymi smużystymi reliktami łupków łyszczykowych. Grubość odsłoniętego tutaj gnejsu nie przekracza 8 m. Obserwujemy tu dziesiątki fałdów o amplitudzie rzędu 1 m (fałdy ciągnione pierwszego rzędu). Posiadają one własne fałdy ciągnione rzędów niższych, zwłaszcza trzeciego rzędu, klasycznie ustawione w stosunku do fałdów pierwszego rzędu.

Odkrywka w Podgórzu

Fałdy ciągnione I rzędu; miąższość odsłoniętej serii 8 m.

Outcrop at Podgórze

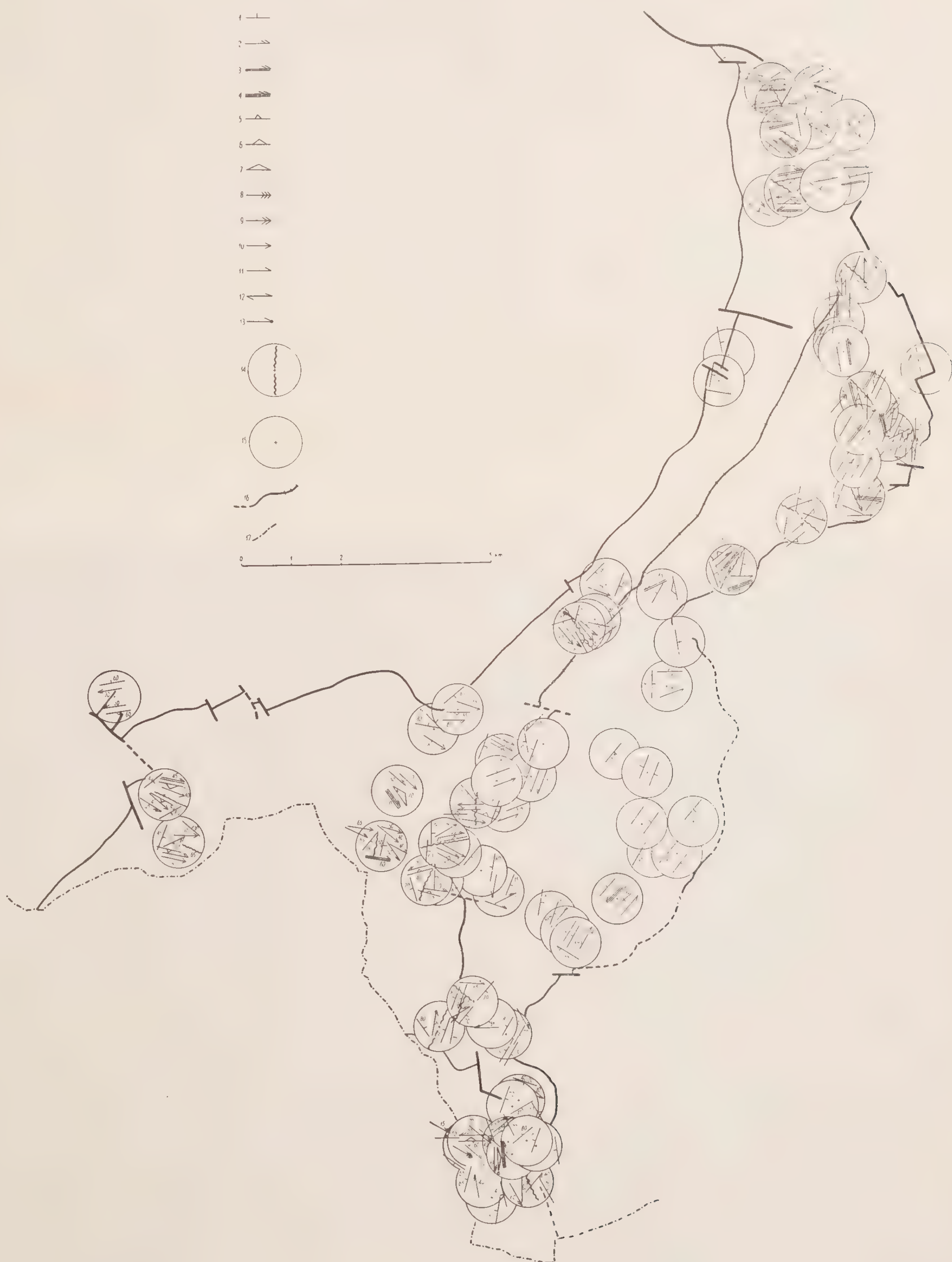
I-st order drag folds; thickness of exposed series 8 m.



1 położenie powierzchni foliacji, *2* oś antykliny i jej zapad, *3* oś antykliny, *4* powierzchnia osiowa antykliny i kierunek jej zapadu, *5* oś synkliny i jej zapad, *6* oś synkliny, *7* powierzchnia osiowa synkliny i kierunek jej zapadu, *8* lineacja, *9* mierzona powierzchnia uskokowa i jej upad, *10* generalny bieg i upad warstw

1 position of foliation plane, *2* axis of anticline and its inclination, *3* axis of anticline, *4* axial plane of anticline and inclination trend, *5* axis of syncline and its inclination, *6* axis of syncline, *7* axial plane of syncline and inclination trend, *8* lineation, *9* measured fault plane and its dip, *10* general strike and dip of beds

Mapa mikrostruktur wschodnich Karkonoszy
Map of microstructures in the eastern Karkonosze

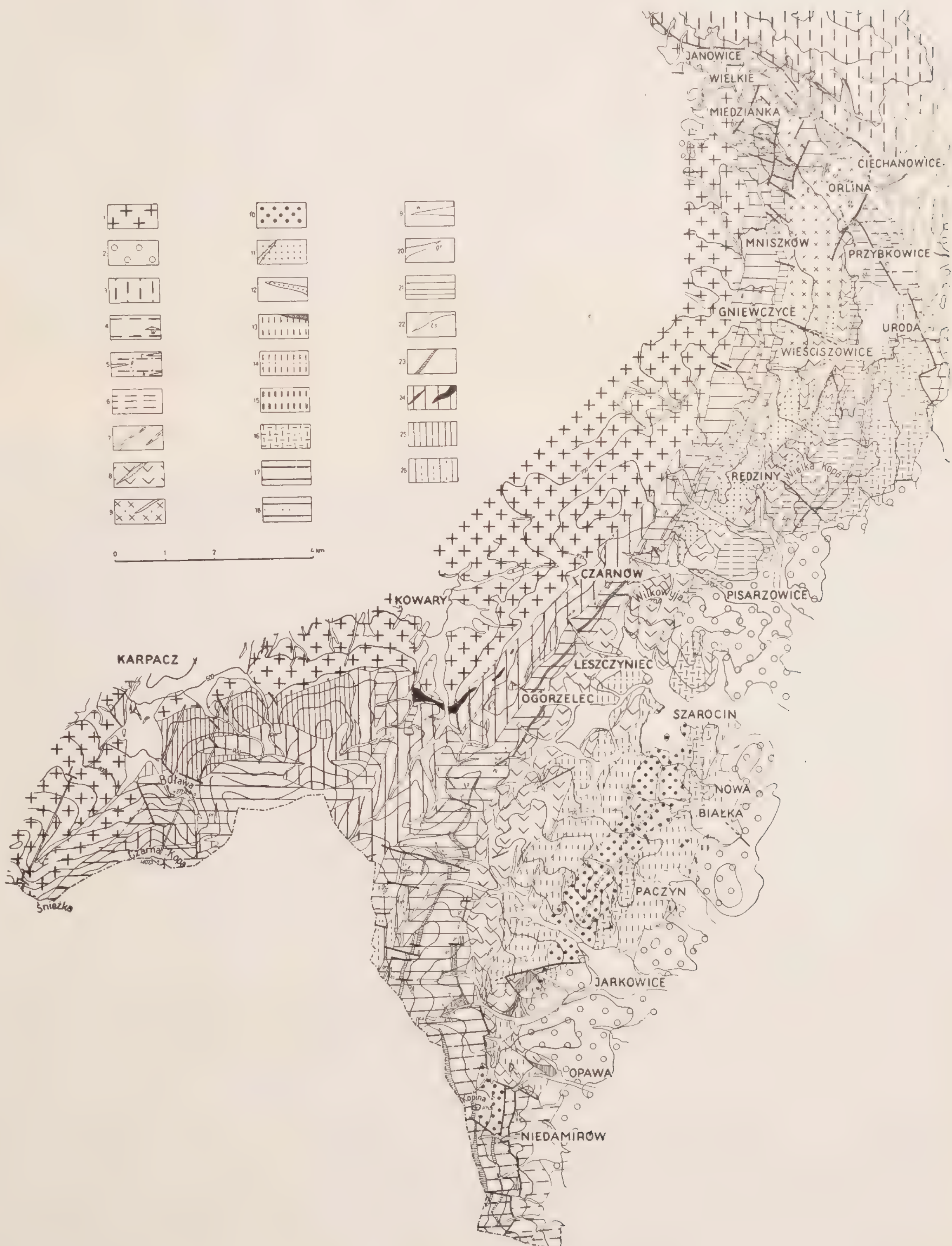


1 położenie powierzchni foliacji. Osie B: *2* ustawienie osi fałdów ciągnionych III rzędu, *3* ustawienie osi fałdów ciągnionych II rzędu, *4* ustawienie osi fałdów ciągnionych I rzędu, *5* ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych III rzędu, *6* ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych II rzędu, *7* ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych I rzędu. B lineacja: *8* zmarszczkowanie w fyllitach, *9* ustawienie struktur pręcikowych w gnejsach, *10* lineacja w łupkach łyszczykowych i w gnejsach, *11* lineacja w amfibolitach, *12* lineacja w amfibolitach z upadem 0°, *13* osie drobnych struktur wielkopromiennych, *14* dwie różne grupy ustawienia mikrostruktur w jednej pokrywce, *15* punkt w środku koła, w którym dokonywano pomiarów mikrostruktur w terenie, *16* granice jednostek tektonicznych wschodnich Karkonoszy. Kreski poprzeczne — granica jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki i Leszczyńca; kreski przerywane — przypuszczalna granica pod osadami czwartorzędu, *17* granica państwa

1 position of foliation plane. B axes: *2* axial position of 3rd order drag folds, *3* axial position of 2nd order folds, *4* axial position of 1st order folds, *5* position of axial planes of 3rd order drag folds, *6* position of axial planes of 2nd order folds, *7* position of axial planes of 1st order folds. B lineation: *8* wrinkling in phyllites, *9* position of fibrous structures in gneisses, *10* lineation in mica schists and in gneisses, *11* lineation in amphibolites, *12* lineation in amphibolites with 0° dip, *13* axes of widespread microstructures, *14* two groups of microstructural arrangement in one outcrop, *15* central point of circle from which field microstructure measurements were taken, *16* boundaries of tectonic units of the eastern Karkonosze. Boundaries of Rudawy Janowickie — Śnieżka and Leszczyniec units marked by transverse lines, the hypothetical boundary below Quaternary strata by broken lines, *17* state frontier

Mapa geologiczna wschodnich Karkonoszy
według G. Berga (1940) (nieco zgeneralizowana)

Geologic (slightly simplified) map of the Eastern Karkonosze
after G. Berg (1940)



1 **granit waryscyjski,** *2* **kulm niecki śródsudeckiej,** *3* formacja zieleńcowa Gór Kaczawskich, *4* zieleńce okolic Niedamirowa z wtrąceniami wapieni a miejscami skarnów (*w*), *5* fyllity serycytowe: *c* łupek chlorytowy, *k* łupek kwarcytowy, *g* łupek grafitowy, *6* **warstewkowe łupki chlorytowe,** *7* kruszconośne łupki serycytowe, *8* amfibolity masywne częściowo zoizytowe, *9* amfibolity diopsydonośne (*p* porfir waryscyjski), *10* **amfibolity kwarcowe,** *11* **masywne skały kwarcowo-chlorytowe,** *12* **porfiroidy,** *13* gnejsy hornblendowe z wkładką skały kwarcowo-albitowej, *14* gnejsy słojowe warstewkowe, *15* gnejsy muskowitowe, *16* gnejsy iniekcyjne w amfibolitach, *17* łupki łyszczykowe, *18* hornfelsy andaluzytowe i kordierytowe, *19* wapienie i skały krzemianowo-wapienne, *20* łupki grafitowe, *21* łupki kwarcytowe, *22* łupki łyszczykowe sfeldszpatyzowane, *23* amfibolity sfeldszpatyzowane, *24* gnejsy warstewkowe i oczkowe z formacją rudonośną, *25* granitognejsy, *26* gnejsy doliny Małej Upy

1 Hercynian granite, *2* Culm of Inner-Sudeten syncline, *3* greenstone formation of the Kaczawskie Mountains, *4* greenstones of the Niedamirów area with limestone intercalations, locally with skarns (*w*), *5* sericitic phyllites: *c* chlorite schists, *k* quartzitic schists, *g* graphite schist, *6* laminated chlorite schists, *7* ore-bearing sericite schists, *8* massive amphibolites, partly zoisitic, *9* diopside-bearing amphibolites (*p*. Hercynian porphyry), *10* quartz amphibolites, *11* massive quartz-chlorite rocks, *12* porphyroids, *13* hornblende gneisses with intercalations of quartz-albite rock, *14* laminated gneisses, *15* muscovite gneisses, *16* injection gneisses in amphibolites, *17* mica schists, *18* andalusite and cordierite hornfelses, *19* limestones and calc-silicate rocks, *20* graphite schists, *21* quartzite schists, *22* felspathised mica schists, *23* felspathised amphibolites, *24* banded and augen gneisses with ore-bearing formation, *25* granito-gneisses, *26* gneisses of Mała Upa Valley

Ponieważ przykład ten jest pouczający, podaję rzut poziomy odkrywki (fig. 1).

W obrębie łupków łyszczykowych na wschód od Bud Granicznych stwierdzono dwa systemy krzyżujących się fałdów trzeciego rzędu. Kierunek ich osi zgadza się z opisanymi wyżej kierunkami lineacji.

Przebieg osi B i B lineacji we wschodnich Karkonoszach

Przebieg tych elementów omówimy razem, ponieważ są one ustawione analogicznie w obrębie poszczególnych odkrywek. Zaznaczyć przy tym należy, że o ile w gnejsach kowarskich i w łupkach łyszczykowych obydwa typy mikrostruktur są zjawiskiem pospolitym, o tyle w amfibolitach częstsze są fałdy ciągnione niż lineacja, którą obserwuje się na ogół rzadko. Przy omawianiu regionalnego przebiegu tych mikrostruktur będziemy posługiwać się wydzielonymi uprzednio strefami mikrotektonicznymi.

Obszar łupków łyszczykowych i gnejsów kowarskich cechuje się tym, że w przebiegu osi B i B lineacji zaznacza się wyraźnie wschodnia składowa ich biegu i upadu.

Ze względu na stosunek omawianych mikrostruktur do przebiegu granic warstw konieczne jest tutaj utrzymanie dwóch stref — strefy kowarskiej (między Wołkiem a Podgórzem i Łysociną) i strefy Czarnej Kopy.

W strefie kowarskiej warstwy przebiegają w intersekcji od okolic Wołka południkowo, po czym skręcają ku południowemu zachodowi. Na południe od Podgórza obserwujemy odgałęzienie od dotychczasowego przebiegu granic warstw w kierunku południowym. W okolicy Podgórza zaznacza się więc pewnego typu rozgałęzienie. Jedna gałąź skręca ku zachodowi [7] w stronę Czarnej Kopy i Śnieżki, a druga ku południowi. W przybliżeniu równolegle do granic warstw przebiega tu foliacja (abstrahując od wtórnych zafałdowań i fałdów ciągnionych pierwszego rzędu). Powierzchnie foliacji zapadają ku wschodowi lub południowemu wschodowi pod kątami zmiennymi w granicach 30-80°. Podobnie zapadają osie B i B lineacji. Przeważa kierunek upadów osi mikrostruktur ku południowemu wschodowi, choć nie brak też upadów wschodnich, a nawet o kierunku ENE. Ten ostatni kierunek obserwowano lokalnie na południe od przełęczy kowarskiej. Wartość kątów upadów lineacji i osi B jest zmienna i zależy od wartości upadu powierzchni foliacji. Nie da się tu ustalić jakiejś reguły. Znaczna zmienność przebiegu lineacji i osi fał-

---

[7] Znaczenie tego ważnego zjawiska nie może być przy dzisiejszym stanie badań wyjaśnione. Rozwiążą ją zapewne przyszłe szczegółowe badania. Prawdopodobnie chodzi tu o różne ustawienie skrzydeł dużych fałdów leżących.

dów ciągnionych jest spowodowana występowaniem dwóch systemów tych form, o czym była wyżej mowa. Ponieważ trudno jest określić w terenie, z którym z systemów mamy do czynienia, oznaczono obydwa systemy zarówno lineacji jak i fałdów ciągnionych tą samą sygnaturą. W ten sposób tłumaczy autor znaczne zróżnicowanie kierunków lineacji i osi fałdów ciągnionych. Niezależnie od tego odegrały tu dużą rolę późniejsze pometamorficzne procesy tektoniczne, związane przede wszystkim z tworzeniem się w czasie ruchów waryscyjskich skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy.

Jest rzeczą jasną, że upad osi omawianego typu mikrostruktur zależny jest od generalnego kierunku upadu foliacji. Na południe od Przełęczy Kowarskiej w odległości 1 km od niej zaobserwowano upad powierzchni foliacji w łupkach łyszczykowych ku południowemu zachodowi i upad zachodni osi mikrostruktur. Takie ustawienie mikrostruktur związane jest z dyslokacją, widoczną w odkrywce. W dolnej części odkrywki mikrostruktury ustawione są charakterystycznie, jak w całej tej strefie.

Strefa Czarnej Kopy cechuje się zmiennymi stosunkami form mikrotektonicznych do przebiegu granic warstw. Warstwy przebiegają tu E-W, foliacja układa się bądź zgodnie z ich przebiegiem, bądź jak na stokach Czarnej Kopy skośnie lub prostopadle do nich. Osie fałdów ciągnionych i lineacja zapadają pod średnimi kątami ku ESE.

Przy omawianiu ustawienia osi B i B lineacji w gnejsach i łupkach łyszczykowych należy wspomnieć o pomiarach tych form na wyspie gnejsowej w obrębie granitu waryscyjskiego w Karpaczu. Upad osi i lineacji jest zachodni i ustawiony pod średnimi kątami. Obserwacje te byłyby zgodne z obserwacjami H. Cloosa (1925, s. 13) w obrębie bloku izerskiego. Pod względem wykształcenia litologicznego gnejsy te są bardziej podobne do skał w Górach Izerskich niż we wschodnich Karkonoszach. Powierzchnia osiowa zmierzonego w Karpaczu fałdu zapada stromo ku południowi.

Na obszarze występowania amfibolitów i skał genetycznie z nimi związanych omówimy kolejno strefę Niedamirów-Przybkowice, strefę Miedzianki oraz strefę Janowic Wielkich.

Strefa Niedamirów-Przybkowice cechuje się tym, że idąc od południa obserwujemy foliację w przybliżeniu zgodną z granicami warstw. Osie B i lineacja przebiegają najczęściej zgodnie z przebiegiem foliacji, przy czym upady tych struktur skierowane są zazwyczaj ku NNE. Zjawisko to jest uderzające zarówno w amfibolitach, jak też produktach ich granityzacji, co najlepiej możemy stwierdzić w dobrze odsłoniętych kruszconośnych łupkach i gnejsach okolicy Wieściszowic. Występują tu też gnejsy pręcikowe. Regułą jest tu mierny a nawet niekiedy mały upad

osi B i lineacji w kierunku pn.-wschodnim. Do strefy tej należy także część łupków łyszczykowych, co stwierdzono na wkładce wapieni przebiegających na zachód od Jarkowic.

W wielkiej liczbie danych z tej strefy zauważymy łatwo odstępstwa od przedstawionej reguły. Są one dwojakiego typu.

Pierwszym z nich jest upad osi B i B lineacji ku wschodowi pod miernymi kątami przy ustawieniu powierzchni foliacji NNE-SSW. Zjawisko to jest raczej wyjątkowe.

Drugim typem odstępstw są strome upady osi B i B lineacji w kierunku, którego główną składową jest zachód (odchylenie ku N i S). Na tym miejscu zaznaczymy, że zjawiska takie spotyka się, aczkolwiek rzadko, również na obszarze łupków łyszczykowych i gnejsów. Podkreślić przy tym należy, że zachodnie upady powierzchni foliacji a także osi B i B lineacji występują w dwóch strefach, które można by ustalić, biorąc oczywiście pod uwagę kierunek prostopadły do przebiegu warstw.

W strefie Miedzianki obserwuje się ciekawe zjawisko widoczne najlepiej na mapie S. Dyjora. Granice warstw uzyskane kartograficznie przebiegają w zasadzie południkowo. Stwierdzono jednak podrzędne wygięcia ku zachodowi na małych przestrzeniach. Foliacja ustawiona tutaj równoleżnikowo zapada stromo ku N i S. Dzięki temu utworzą się poprzeczne do granic warstw fałdy o osiach równoleżnikowych. Powstałe w ten sposób antykliny i synkliny zaznaczają się nie tylko w amfibolitach, lecz także w gnejsach Miedzianki i łupkach łyszczykowych. Osie B przebiegają równoleżnikowo (niekiedy SE-NW) i zapadają ku wschodowi pod średnimi kątami, bądź wyjątkowo ku zachodowi, lecz w tym przypadku zawsze stromo.

Obserwowano też, aczkolwiek rzadko, lineacje zapadające ku północy (*A* lineacja?). W strefie Janowic Wielkich zarówno foliacja jak i granice warstw i osie fałdów ciągnionych przebiegają WNW-ESE, przy czym osie B, o ile pozwalają to stwierdzić nieliczne pomiary, zapadają ku wschodowi.

Orientacja lineacji i osi B w serii staropaleozoicznej okolic Niedamirowa

Zebrany materiał nie daje jednoznacznego obrazu. Przeważają południkowo przebiegające osie B z upadami bądź południowymi, bądź północnymi, nie brak też odkrywek, gdzie lineacja i osie B mają biegi zbliżone do równoleżnikowych, przy czym kierunki upadów są zarówno wschodnie jak i zachodnie. Tego rodzaju kierunki należą jednak do rzadkości. Całość stosunków mikrotektonicznych nie daje się wyjaśnić na małym skrawku tej jednostki w granicach kraju.

Ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych; wergencja wielkich fałdów

Ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych wykorzystuje się dla określenia wergencji tych fałdów, a pośrednio dla określenia wergencji większych jednostek geologicznych. Ważne jest przy tym, czy mamy do czynienia z serią normalną, czy odwróconą. Na konieczność zachowania ostrożności przy interpretacji tych zjawisk zwracał ostatnio uwagę H. Teisseyre (1959, s. 60). Dla wyjaśnienia rozważanych obecnie zjawisk okazało się konieczne wyróżnienie fałdów ciągnionych różnej wielkości.

Obecnie rozważymy regionalne ustawienie powierzchni osiowych fałdów w obrębie wydzielonych uprzednio stref mikrotektonicznych.

Strefa kowarska. Wszędzie, gdzie obserwowano fałdy ciągnione, powierzchnie osiowe zapadają ku północy lub północnemu wschodowi, z wyjątkiem odkrywki przy szosie w Kowarach, gdzie powierzchnie osiowe fałdów trzeciego rzędu zapadają ku południowi. Należy tutaj zwrócić uwagę, że w miejscach, gdzie obserwowano fałdy ciągnione pierwszego rzędu nie uwzględniano położenia powierzchni osiowych fałdów trzeciego rzędu, które im towarzyszą. W fałdach tych powierzchnie osiowe ustawione są prawidłowo w stosunku do skrzydeł fałdów pierwszego rzędu, a w tej sytuacji ich wergencja jest zmienna, podczas gdy wergencja fałdów pierwszego rzędu jest stała. Stąd też dla wyjaśnienia wergencji większych jednostek tektonicznych decydujące znaczenie zdaje się mieć wergencja fałdów ciągnionych pierwszego rzędu.

Poważne trudności w wyciąganiu wniosków z ustawienia powierzchni osiowych fałdów ciągnionych spowodowane są tym, że powierzchnie te ustawione są w przybliżeniu prostopadle do powierzchni foliacji. Reguły stosowane przy interpretacji powierzchni osiowych fałdów ciągnionych odnoszą się do przypadku, gdy mają one bieg zbliżony do biegu powierzchni foliacji.

Nie mamy też pewności, czy seria skalna strefy kowarskiej jako całość jest normalna, czy odwrócona. Zachodzą przeto trudności w wyznaczeniu wergencji fałdu, którego część stanowi strefa kowarska. O ile seria ta jest normalna, to wergencja wielkiej jednostki tektonicznej jest tu południowa.

W strefie Czarnej Kopy powierzchnie osiowe fałdów ciągnionych zapadają ku południowi, co przy serii normalnej wskazuje na wergencję północną.

W strefie Miedzianki, która była scharakteryzowana na poprzednich stronach, ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych wskazuje na ich południową wergencję.

W strefie Niedamirów-Przybkowice przyjmuje autor ruch mas skalnych ku WNW. Wskazuje na to przy linijnych strukturach przebiegających SSW-NNE i w ten sposób biegnących osiach B:

a) konieczność przyjęcia zakorzenienia tych mas skalnych na wschodzie ze względu na stosunki tektoniczne w Górach Izerskich;

b) ustawienie powierzchni osiowych fałdów ciągnionych;

c) lokalnie powierzchnie osiowe wskazują na serię odwróconą (przy przyjęciu zachodniej wergencji fałdów). Zjawisko to może być spowodowane obecnością fałdów leżących nasuniętych ku WNW lub też dysharmonijnym wyciskaniem pewnych pakietów warstw w obrębie serii normalnej, lub wreszcie powstaniem po dolnym karbonie podolnokarbońskiego fleksuralnego wygięcia serii metamorficznych.

Przedstawione wyżej stosunki tektoniczne nie pozwalają na przyjęcie ewentualności, że mikrostruktury w strefie między Niedamirowem a Przybkowicami powstały równocześnie z dysharmonijnym wypiętrzaniem kopuły Karkonoszy i Gór Izerskich, której skrzydło wschodnie reprezentuje strefa Kowar. Gdyby tak było, fałdy ciągnione w strefie Przybkowice-Niedamirów musiałyby wykazywać obalenie ku wschodowi, podczas gdy w rzeczywistości stwierdzamy ich obalenie ku zachodowi.

Wynika z tego, że strefa między Niedamirowem a Przybkowicami stanowi oddzielną jednostkę tektoniczną nasuniętą ku WNW. Będziemy ją w dalszym ciągu pracy nazywać *jednostką Leszczyńca.*

Oddźwiękiem ruchu jednostki Leszczyńca i jej nasunięcie ku zachochodowi na strefę fałdów między Miedzianką a Kowarami, biegnących równoleżnikowo (osie B i lineacja) i wcześniej sfałdowaną (leżącą niżej), są lokalnie zaznaczające się w południowych Karkonoszach (np. w okolicy Czarnej Kopy i dalej ku zachodowi) biegi południkowe foliacji z przeważającymi wschodnimi upadami formacji przedkambryjskiej.

Pozostaje do omówienia zagadnienie wergencji fałdów kaledońskich *w starszym paleozoiku okolic Niedamirowa.* Tutaj w dobrze odkrytych partiach możemy oprzeć się na obserwacjach ustawienia powierzchni foliacji, która wyznacza drobne fałdy wielkości fałdow ciągnionych pierwszego rzędu, oraz na drobnych fałdach obserwowanych w całości. Wykazują one wergencję zachodnią. Ta, jak wiadomo, nie jest charakterystyczna dla kaledonidów południowych Karkonoszy, gdzie fałdy przebiegają równoleżnikowo. Okolice Niedamirowa są przeto położone na wschodnim skrzydle kopuły Karkonoszy, która jako masa fałdująca posuwając się ku południowi w czasie ruchów młodokaledońskich otulana była przez fałdowane serie staropaleozoiczne.

JEDNOSTKI TEKTONICZNE KARKONOSZY, GÓR IZERSKICH I POGÓRZA IZERSKIEGO

Obszar Karkonoszy, Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego jest zbudowany z różnowiekowych skał krystalicznych — magmowych i metamorficznych, w różnych stopniu przeobrażonych. Na wielkich przestrzeniach zachowuje się on jako horst ograniczony od południa dyslokacją łużycką, uformowaną ostatecznie na pograniczu kredy i trzeciorzędu (nasunięcie krystaliniku na kredę); od północy ogranicza go zespół dyslokacji określanych jako główny uskok śródsudecki. Dyslokacja ta odgraniczająca w zasadzie blok Karkonoszy od starszego paleozoiku Gór Kaczawskich, istniała już przed sedymentacją dolnego karbonu niecki śródsudeckiej, o czym świadczy fakt, że znika ona pod wymienionymi osadami. Ostatecznie uformowała się omawiana dyslokacja po intruzji granitu waryscyjskiego Karkonoszy, na co wskazuje ścinanie granitu przez dyslokację. Niewątpliwie dyslokacja ta w obecnej formie powstała przed starszym trzeciorzędem, o czym świadczy fakt ścinania obszaru po obu stronach dyslokacji przez starotrzeciorzędową powierzchnię zrównania na odcinku Pogórza Izerskiego. Starszy paleozoik Gór Kaczawskich przechodzi w okolicach Siedlęcina i Pilchowic na południe od uskoku głównego śródsudeckiego. Tutaj jest on płasko nasunięty na zerodowaną powierzchnię stromo ustawionych skał krystalicznych bloku izerskiego (Reliefüberschiebung).

Wschodnie i pd.-wschodnie granice krystaliniku Karkonoszy nie mają charakteru uskoku. Utwory młodopaleozoiczne leżą tu na nim niezgodnie.

Najgłębszą jednostkę (nie licząc granitu waryscyjskiego) stanowi blok izerski. Jest to jednostka wyższego rzędu, której pierwotnej tektoniki nie znamy. Zatarła ją na ogromnych przestrzeniach granityzacja przedkambryjska. Skrajnym produktem tego procesu są granity rumburskie (Oberc 1958, s. 389). Przed silną granityzacją zachowały się jedynie trzy główne pasma łupkowe oddzielające masy silnie zgranityzowane [8]. Przy dzisiejszym stanie badań jedynie wymienione strefy łupkowe pozwalają rozbić blok izerski na mniejsze jednostki tektoniczne, których charakteru tektonicznego nie znamy. Ponieważ stanowią one masę plastyczną w stosunku do otaczających gnejsów i granitów, późniejsze ruchy, głównie kaledońskie, doprowadziły w bloku izerskim do zluźnień przede wszystkim wzdłuż stref łupkowych.

---

[8] Najsłabiej poznana jest dotychczas geneza i wiek tzw. leukogranitów izerskich. Poglądy G. Berga (1935) na ich genezę opierały się na koncepcji magmowej — intruzywnej natury granitu rumburskiego. Leukogranity określane przez tego autora jako gnejsy pegmatytowe mają stanowić resztki pochodne magmy, z której powstały granity rumburskie. Według K. Smulikowskiego (1957, s. 249-250) leukogranity powstały w wyniku przeróbki gnejsów izerskich przez emanacje, zawierające sód, bor i fluor w czasie orogenezy młodokaledońskiej.

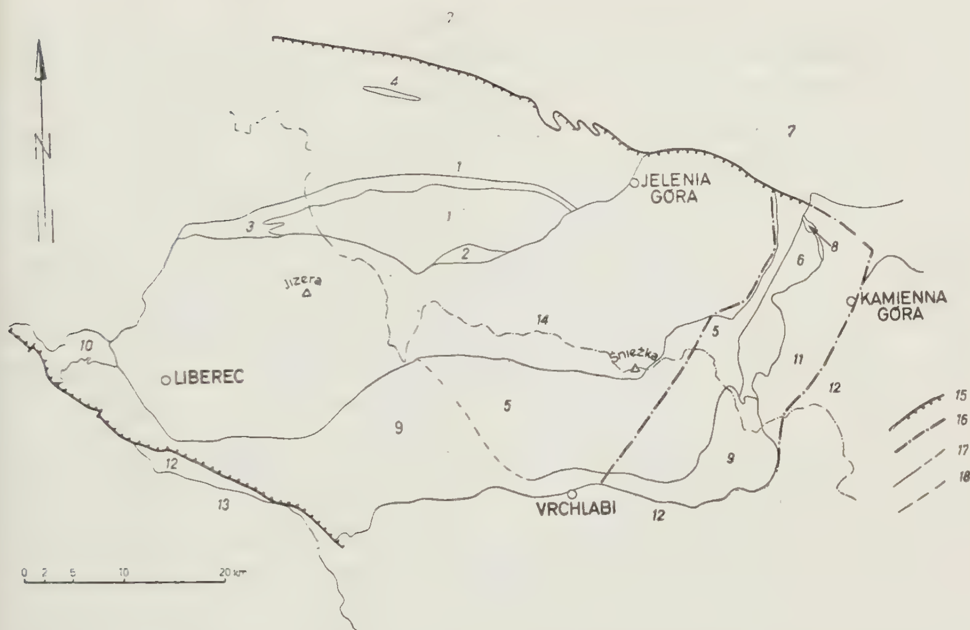


Fig. 1. Jednostki tektoniczne bloku Karkonoszy i Gór Izerskich zestawione na podstawie prac J. Svobody, & O. Kodyma & F. Prokopa (1947), M. Maški (1954), S. Radwańskiego (1954), C. Żaka (1958), G. Berga (1940a, b), E. Zimmermanna (1933, 1935, 1937)

1 gnejsy i granity przedwaryscyjskie Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego, *2* strefa łupków łyszczykowych Szklarskiej Poręby, *3* łupki łyszczykowe Wojcieszyc — Świeradowa-Zdroju, *4* łupki łyszczykowe okolic Gryfowa Śląskiego, *5* jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, *6* jednostka Leszczyńca, *7* region staropaleozoiczny Gór Kaczawskich, *8* strefa łupków staropaleozoicznych okolic Ciechanowic, *9* kaledonidy południowych Karkonoszy i Jesztedu, *10* dewon Gór Jesztedzkich, *11* kulm niecki śródsudeckiej, *12* karbon górny i czerwony spągowiec północnych Czech i niecki śródsudeckiej, *13* kreda górna północnych Czech, *14* granit waryscyjski Karkonoszy i Gór Izerskich, *15* ważniejsze dyslokacje, *16* przybliżone granice skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy, *17* granice jednostek tektonicznych, 18 granica państwa

Tectonic units of the Karkonosze and Isera Block based on works by J. Svoboda, & O. Kodym & F. Prokop (1947), M. Maška (1954), S. Radwański (1954), C. Żak (1958), G. Berg (1940a, b), E. Zimmermann (1933, 1935, 1937)

1 gneisses and pre-Hercynian granites of the Isera Mts. and of the Isera Hills, *2* zone of Szklarska Poręba mica schists, *3* mica schists of Wojcieszyce — Świeradów-Zdrój, *4* mica schists of the Gryfów Śląski area, *5* Rudawy Janowickie — Śnieżka unit, *6* Leszczyniec unit, *7* old Palaeozoic region of the Kaczawskie Mountains, *8* zone of old Palaeozoic schists of Ciechanowice area, *9* Caledonides of the southern Karkonosze and Jeszted, *10* the Devonian of Jeszted Mts., *11* the Culm of the Inner-Sudeten syncline, *12* the Upper Carboniferous and the Rotliegendes of northern Bohemia and of the Inner-Sudeten syncline, *13* the Upper Cretaceous of northern Bohemia, *14* Hercynian granite of the Karkonosze and Isera Mountains, *15* major displacements, *16* approximate boundaries of the flexural inclination of the eastern Karkonosze, *17* boundaries of tectonic units, *18* state frontier

Jednostki tektoniczne bloku izerskiego przebiegają równoleżnikowo. Pomiary mikrotektoniczne H. Cloosa (1925, s. 13) wskazują, że osie drobnych struktur zanurzają się ku zachodowi i północnemu zachodowi.

To stwierdzenie nie zawsze jednak sprawdza się wzdłuż kontaktu z paleozoikiem Gór Kaczawskich.

Blok Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego oddzielony jest od innych przedwaryscyjskich jednostek Karkonoszy intruzją granitu waryscyjskiego. Na południe i wschód od intruzji rozprzestrzenia się nowa wielka jednostka zbudowana głównie z łupków łyszczykowych, z charakterystycznymi dla nich wtrąceniami skał i gnejsów. W Rudawach Janowickich należą do niej także wielkie masy amfibolitów w okolicach Miedzianki, określonych przez G. Berga jako diopsydonośne.

Obszar ów, dla którego proponuję nazwę jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki [9], składa się w zasadzie ze skał tego typu co jednostka izerska z tą różnicą, że tam brak jest większych mas amfibolitów, które widzimy w Rudawach Janowickich, a stosunek ilościowy łupków łyszczykowych do produktów ich granityzacji jest odwrotny. Skały silnie zgranityzowane ustępują tu miejsca łupkom łyszczykowym i tylko lokalnie odgrywają większą rolę np. w okolicach Kowar i dolinie Upy, po stronie czeskiej. Fakt ten niezależnie od innych wskazuje na to, że jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki leży tektonicznie wyżej niż jednostka izerska.

Inny jest też styl tektoniczny omawianej jednostki. Najbardziej charakterystyczne dla jej poznania są okolice między Janowicami Wielkimi a Śnieżką. Jednostki stratygraficzne przebiegają tu bardzo regularnie na przestrzeni kilkunastu kilometrów, co wykazały zdjęcia G. Berga [10]. Jeżeli zredukujemy w niej stromy upad wschodni, który spowodowany jest późniejszym waryscyjskim fleksuralnym wygięciem, uzyskamy płaskie jej położenie, zupełnie odmienne od struktury wewnętrznej jednostki izerskiej. Jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki aż po okolice Kowar i Niedamirowa stanowi wielki fałd leżący, otulający pierwotnie jednostkę izerską, zerodowany na grzbiecie kopuły Karkonoszy, a zachowany przed erozją na jej południowym skrzydle i skłonie fleksuralnym. Fałd ten składa się z podrzędnych fałdów leżących. Za takie wtórne antyklinalne za-

---

[9] Podwójna, a przeto mało operatywna nazwa jest tu konieczna ze względu na to, że jednostka obejmuje różne regiony geograficzne, a mianowicie Rudawy Janowickie i znaczną część południowych Karkonoszy.

[10] Przekrój poprzeczny tej jednostki (tylko w przybliżeniu poprzeczny i pionowy) między Janowicami Wielkimi a okolicami Kowar, gdzie warstwy są fleksuralnie wygięte i stromo ustawione, przedstawia w przybliżeniu właśnie mapa geologiczna (nie uwzględniamy przy tym, rzecz jasna, czwartorzędu). Przekonamy się o tym łatwo obracając mapę geologiczną arkusz Miedzianka + Kowary o 90° w ten sposób, by jej brzeg północny był po lewej stronie. Przy takim ustawieniu najgłębsza jednostka to granit waryscyjski, wyżej leży jednostka Rudaw Janowickich (po amfibolity diopsydonośne włącznie), a dalej przeobrażone amfibolity jednostki Leszczyńca i kulm. Zauważymy wtedy łatwo, że jednostki te leżą płasko.

fałdowanie należy uznać (przy południowej wergencji ruchu) widoczną dobrze na zdjęciu S. Dyjora masę łupków łyszczykowych okolicy Orliny otuloną amfibolitami. O fałdach izoklinalnych z wywalcowanymi śródfałdziami w obrębie łupków łyszczykowych na południe od przełęczy kowarskiej, które należy uznać jako podrzędne w stosunku do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, wspomina G. Berg (1941, s. 10-11). Północna część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki ukryta jest pod nasuniętym na nią paleozoikiem Kaczawskim.

W skład jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki wchodzi zapewne większa ilość fałdów leżących drugiego rzędu. Być może, że fałd taki stanowi zachodnie pasmo amfibolitów między Miedzianką a Czarnowem. Zagadnienie to wymaga nowych badań kartograficznych i porównań petrograficznych opartych na szczegółowych badaniach.

Niezależnie od wtórnych fałdów leżących przynależnych do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, zaznaczają się w jej obrębie wtórne strome fałdy w okolicach Miedzianki. Przebiegają one równoleżnikowo, a ich osie zapadają stromo ku wschodowi, podobnie jak osie towarzyszących im fałdów ciągnionych. Fałdy te zaznaczają się nie tylko w ustawieniu powierzchni foliacji, lecz także w intersekcji. Ich wyrazem są załamania w przebiegu granic warstw, widoczne na mapie S. Dyjora[11]. Wygięcia granic warstw ku zachodowi odpowiadają synklinom, ku wschodowi — antyklinom. Tego rodzaju intersekcja mogła zachować się przy fleksuralnym wygięciu całego wschodniego odcinka jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki ku wschodowi.

Południowa, znacznie szersza część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki wykazuje znaczne wtórne przefałdowanie, widoczne na przekrojach z pracy O. Kodyma i J. Svobody (1948 — tzw. płaszczowizna sudecka). Już na arkuszu Kowary na zachód od pasma amfibolitów widoczne jest rozwidlenie w przebiegu niektórych jednostek litologicznych, co wskazuje na wtórne fałdy i to pierwotnie leżące (po zredukowaniu upadu skłonu fleksuralnego).

Jak należy tłumaczyć zmianę stylu budowy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki w południowych Karkonoszach, wykażą nowe badania geologów czeskich. Istnieją zasadnicze trzy możliwości:

a) wtórne fałdy (typu dygitacji wieku przedkambryjskiego),

b) wtórne pofałdowanie płasko pierwotnie leżącej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki w czasie ruchów młodokaledońskich w związku z fałdowaniem serii staropaleozoicznych południowych Karkonoszy, przy możliwej zmianie wergencji na północną,

c) obie możliwości łącznie.

---

11 Na mapie G. Berga tektoniczne stosunki tej okolicy rozwiązane są metodą uskokową.

W przebiegu jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki uderza znaczna jej redukcja w Rudawach w stosunku do południowych zboczy Karkonoszy. Fakt ten zdaje się być powodowany kilku czynnikami:

a) wypieraniem przez granit waryscyjski,

b) stromszym niż gdzie indziej ustawieniem na skłonie fleksuralnym,

c) nasunięciem wyższej jednostki Leszczyńca, pod którą ginie pewna część jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Ze zdjęć G. Berga (ark. Kowary) wynika, że pod amfibolitami między Niedamirowem a Ogorzelcem zanikają skośnie kolejno różne horyzonty łupków łyszczykowych.

Jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki jako całość przebiega równoleżnikowo. Przemawiają za tym przytoczone wyżej fakty, wśród których na pierwszy plan wybija się w przyblizeniu równoleżnikowy przebieg osi B i B lineacji. Należy ona przeto do wielkiej strefy przedkambryjskich fałdów, przebudowanej w późniejszych orogenezach, a obejmującej dalej ku zachodowi blok izerski i gnejsy Gór Kruszcowych. Na tego rodzaju powiązanie tych odległych regionów tektonicznych pozwalają ostatnie prace K. Schmidta (1958).

Jednostka Leszczyńca. Na wschód od jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki występuje wyższa jednostka, odpowiadająca strefie mikrotektonicznej między Niedamirowem a Przybkowicami, dla której na poprzednich stronach zaproponowałem nazwę jednostki Leszczyńca. W skład jej wchodzą wtórnie zmienione amfibolity oraz produkty ich granityzacji i diaftorezy. Granicę wschodnią jednostki Leszczyńca na powierzchni wyznaczają wychodnie dolnego karbonu — niecki śródsudeckiej, zachodnią zaś strefa zbitych (masywnych) amfibolitów G. Berga *(ad)* oraz zbitych skał kwarcowo-chlorytowych *(qcl)*, które na północy graniczą z amfibolitami diopsydonośnymi *(dpa₂)*, należącymi już do jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Na południowym odcinku brzegu omawianej jednostki, gdzie zanikają na powierzchni amfibolity diopsydonośne, amfibolity masywne jednostki Leszczyńca graniczą już z łupkami łyszczykowymi. Z przedstawionego materiału wynika, że jednostka Leszczyńca kontaktuje z różnymi ogniwami jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, przy czym część amfibolitów wschodnich Karkonoszy należy również do tej ostatniej jednostki.

Samodzielność tektoniczna jednostki Leszczyńca zdefiniowana jest przeto cechami petrograficznymi skał budujących ją, a także przedstawionymi przy omawianiu strefy mikrotektonicznej Niedamirowa-Przybkowic cechami mikrotektoniki (osie B i B lineacji mają tu bieg SSW-NNE). Lokalnie zachowały się jednak fałdy ciągnione o przebiegu równoleżnikowym, związane zapewne ze starszą fazą.

Jednostka Leszczyńca składa się, jak wynika z przedstawionych danych, głównie z produktów przeróbki amfibolitów, które pierwotnie wchodziły w skład jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Przeróbka ta jest młodsza od metamorfozy serii skalnych tej ostatniej. Jej zindywidualizowanie nastąpiło przy procesach diaftorezy związanych z nasunięciem ku zachodowi mas skalnych. W skałach tworzących jednostkę Leszczyńca powstały przy tym fałdy ciągnione i lineacja. Jednostka Leszczyńca różni się więc od jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki kierunkiem ruchu mas skalnych w płytkiej strefie metamorfizmu, gdzie przebiegały procesy diaftorezy. Ruch zachodni nastąpił tu w momencie, kiedy jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki stanowiła fałd leżący, płasko nasunięty prawdopodobnie ku południowi. Tylko takie ujęcie pozwala na zrozumienie pozornej zgodności między obu graniczącymi jednostkami tektonicznymi, widoczne z mapy geologicznej wschodnich Karkonoszy. Podkreślić należy silniejszy rozwój diaftorytów na odcinku, gdzie jednostka Leszczyńca graniczy z amfibolitami jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Tam, gdzie jest ona nasunięta na łupki łyszczykowe, diaftoryty typu zieleńców nie odgrywają większej roli. Widocznie opory dla nasuwających się mas i tarcie były mniejsze na południowym, niż na północnym odcinku jednostki Leszczyńca.

Nasuwanie się jednostki Leszczyńca ku zachodowi spowodowało niektóre objawy przebudowy w jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki, w znacznej niekiedy odległości od brzegu jednostki Leszczyńca. Na odcinku położonym na zachód od skłonu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy, gdzie foliacja przebiega w zasadzie równoleżnikowo, pojawiają się lokalnie południkowe biegi foliacji, co widoczne jest na mapach M. Maški (1954, tab. IV). Pierwsze z nich są starsze, gdyż związane są z jednostką niższą, drugie — południkowe są młodsze i związane z nasunięciem jednostki Leszczyńca ku zachodowi [12].

Za inny przejaw przebudowy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki pod wpływem nacisków jednostki Leszczyńca od wschodu uważałbym formę tektoniczną ujętą kartograficznie przez S. Dyjora między Orliną a Miedzianką. Łupki łyszczykowe leżącej antykliny Orliny są przefałdowane z amfibolitami głównego pasa, przebiegającego przez Miedziankę w ten sposób, że przerywają go. Tego rodzaju forma nie mogła powstać przy pierwszym formowaniu się jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, lecz jest związana z przebudową pod wpływem nacisków od wschodu.

---

12 Krzyżujący się system fałdów równoleżnikowych i południkowych stwierdza w południowych Karkonoszach J. Chaloupsky (1958, s. 45). Obydwa kierunki są według tego autora równowiekowe, młodokaledońskie. Nawiązań między badanymi przeze mnie obszarami wschodnich Karkonoszy a doliną Izery brak. Tam fałdowana jest seria staropaleozoiczna, tutaj serie przedkambryjskie, których tektonika uformowała się w głównych zarysach przed kambrem.

Wydzielenie jednostki Leszczyńca z charakterystycznymi dla niej kierunkami tektonicznymi z okresu procesów metamorficznych ma duże znaczenie i pozwala na nawiązanie budowy tej części wschodnich Karkonoszy do obszarów starokrystalicznych Sudetów Środkowych. Wspólną cechą tych obszarów są kierunki zbliżone do południkowych, widoczne już w najbliżej położonych Górach Orlickich i jednostkach rozprzestrzenionych dalej ku wschodowi. W wymienionych obszarach upady warstw skierowane są ku sobie — w jednostce Leszczyńca ku wschodowi, a w Górach Orlickich ku zachodowi. Powstaje w ten sposób obraz rozległej synkliny, której budowy wewnętrznej nie znamy. Zapewne zachodzą tam znaczne komplikacje tektoniczne, jak wszędzie w obszarach metamorficznych. Przypuszczać należy, że występują tam przedkambryjskie słabiej zmetamorfizowane utwory, niezależnie od serii staropaleozoicznych. Faktem natomiast jest występowanie nad starszymi seriami skalnymi utworów młodopaleozoicznych znacznej grubości, co wskazuje na długotrwałe, lecz nie ciągłe, tendencje do obniżania tego obszaru. Najszybsze obniżanie miało miejsce w dolnym karbonie, kiedy zgromadziły się osady grubości około 6000 m, dalej trwało ono w górnym karbonie, dolnym permie i górnej kredzie.

W Rudawach Janowickich przebiegałaby zatem granica między dwoma wielkimi obszarami metamorficznymi, okalającymi masę czeską od północy — wschodnim sięgającym po Jesionik, gdzie panują kierunki NNE-SSW, NNW-SSE i N-S i zachodnim po Góry Kruszcowe włącznie, o równoleżniokowych kierunkach tektoniki metamorficznej. Szczegółowe zbadanie charakteru tej granicy stanowi przeto ważny, a niedostatecznie rozwiązany problem naukowy.

Kaledonidy południowych Karkonoszy. Kolejną jednostkę bloku Karkonoszy stanowią kaledonidy południowych i pd.-wschodnich skłonów tych gór, zbudowane z serii kambro-sylurskiej. Fałdy przebiegają tu ± równoleżnikowo. Jest to jednostka subsudecka O. Kodyma i J. Svobody (1948). Kontakt jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki z kaledonidami ma według tych autorów charakter płaszczowinowy. Takiemu ujęciu sprzeciwia się M. Maška (1954, s. 115—116). Nie wchodząc w to zagadnienie dostatecznie jasno naświetlone przez H. Teisseyre'a (1957, s. 254) stwierdzimy, że interesująca nas jednostka przechodzi od strony Gór Rychorskich na teren polski w okolicach Niedamirowa, gdzie reprezentowana jest przez fyllity ordowiku i zieleńce. Jest ona tu przefałdowana z jednostką Leszczyńca, reprezentowaną przez amfibolity Kopiny, ukazujące się w antyklinalnym wypiętrzeniu wśród fyllitów ordowiku (?). Obserwacje mikrotektoniczne wskazują, że fałdy w zieleńcach obalone są ku zachodowi, lub też że niższa jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki podsuwa się pod nie. Na północ od Niedamirowa kaledonidy południkowych Karkonoszy wy-

chodzą w powietrze. Na powierzchni panują już przedkambryjskie serie wschodnich Karkonoszy.

Kaledonidy południowych Karkonoszy podesłane są przez starszą od nich serię skalną jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. W strefie granicznej są one zapewne intensywnie przefałdowane w czasie ruchów kaledońskich.

Granit waryscyjski. Ostatnią jednostką wyższego rzędu w Karkonoszach i w Górach Izerskich jest waryscyjski granit. Interpretacja jego stanowiska tektonicznego według różnych autorów podana była w rozdziale o historii rozwoju poglądów na budowę Karkonoszy. Nowych materiałów do tego zagadnienia autor nie posiada. Z tego co powiedziano na poprzednich stronicach wynika, że granit występuje na powierzchni na granicy jednostki izerskiej i Rudaw Janowskich — Śnieżki, w żadnym zaś przypadku na granicy jednostki sudeckiej (do której należałaby ta ostatnia) i subsudeckiej, jak przyjmowali to O. Kodym i J. Svoboda (1948, s. 26). Pod wpływem formowania się niecki śródsudeckiej mogła rozwinąć się jedynie wschodnia część intruzji warscyjskiej, która ma inną budowę wewnętrzną niż część zachodnia. Tutaj powierzchnia granitu ustawiona jest miejscami płasko (koło Kowar), podczas gdy północna powierzchnia — jak wynika ze zdjęcia G. Berga — jest stromo ustawiona.

Zagadnienie pozycji tektonicznej granitu waryscyjskiego Karkonoszy traktujemy marginesowo jako zagadnienie niedostatecznie poznane, wymagające dalszych prac nie tylko na obszarze granitu, lecz także jednostek sąsiednich.

Skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy

Fleksuralny skłon wschodnich Karkonoszy obejmuje szereg jednostek tektonicznych wyższego rzędu:

1) jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki,

2) kaledonidy południowych Karkonoszy,

3) jednostkę Leszczyńca,

4) południową gałąź paleozoiku kaczawskiego, skręcającą w okolicy Ciechanowic ku południowemu wschodowi [13],

5) zachodni skrawek karbonu niecki śródsudeckiej.

Granice skłonu fleksuralnego nie są ostre. Na zachodzie sięga on po

---

13 Jednostka ta, aczkolwiek należy do wschodnich Karkonoszy, nie była omawiana. Jej geologia stanowi odrębne zagadnienie, jak najściślej związane z problematyką starszego paleozoiku Gór Kaczawskich. Pominięto ją, by nie rozszerzać nadmiernie pracy o sporą ilość nowych zagadnień. Na tym miejscu konieczna jest jednak krótka uwaga, gdyż jednostka wchodzi w skład fleksuralnego skłonu wschodnich Karkonoszy.

granit. Dla wyznaczenia zachodnich granic skłonu na terenie Czech posłużył się autor mapami M. Maški (1954, tabl. IV i V) [14].

Granica wschodnia nie może być również precyzyjnie wyznaczona. Określają ją wychodnie utworów górno-karbońskich niecki śródsudeckiej. Na ich przedłużeniu ku północy kończy się strefa wschodnich upadów w kulmie między Marciszowem a Sędzisławiem (Radwański 1954, s. 8). Na północ od tej linii biegi warstw w kulmie są już zbliżone do równoleżnikowych. W ten mało na pozór zrozumiały sposób kończy się skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy na północy w regionie występowania dolnego karbonu.

Na odcinku przełomowym doliny Bobra w Rudawach Janowickich łatwo stwierdzić, że fleksuralny skłon kończy się w zasadzie na uskoku śródsudeckim [15] i nie przechodzi w formie wyraźnej na obszar paleozoiku kaczawskiego. Upady osi B ku wschodowi są niewątpliwie znacznie mniejsze niż we wschodnich Karkonoszach.

Jeżeli przyjmiemy, że skłon fleksuralny wygasa w zasadzie na uskoku śródsudeckim, łatwo zrozumieć, że dyslokacja ta odgrywająca pierwszorzędną rolę w budowie Sudetów Zachodnich, przedłuża się pod osadami kulmu na wschód od Marciszowa, jak wynika to z mapy S. Radwańskiego (1954, s. 8).

Stromość skłonu fleksuralnego jest zmienna. W różnych jednostkach wyznaczamy ją na podstawie różnych kryteriów — w jednostkach o przebiegu równoleżnikowym na podstawie kąta upadu osi B i B lineacji, a w jednostce Leszczyńca na podstawie kąta upadu foliacji.

Na polskim odcinku wschodnich Karkonoszy zaznaczają się dwie strefy maksymalnego upadu skłonu fleksuralnego. Pierwsza — zachodnia przebiega przez Miedziankę — Wołek, na zachód od Leszczyńca w kierunku opisanej uprzednio odkrywki, gdzie zaobserwowano dwa systemy lineacji w łupkach łyszczykowych. Druga strefa biegnie od Przybkowic na Wielką Kopę przez pasmo amfibolitów w obrębie gnejsów Paczyna, skąd kieruje się na Kopinę. Między wydzielonymi strefami maksymalnych upadów istnieje strefa upadów mniejszych. Dalsze badania mogą wykazać

---

[14] Za kryterium wyznaczenia zasięgu skłonu fleksuralnego w pd.-wschodnich Karkonoszach przyjęto upad osi B 30-60° (tabl. V). Na obszarze tym na zachód od Svobody n. Upą przez Janskie Laznie w kierunku Vrchlabi widoczne są na tablicy IV równoleżnikowo przebiegające powierzchnie foliacji, podobnie jak w strefie Miedzianki. Na wschód od wymienionej strefy upadów osi B przebiega inna strefa upadów tych osi 60-90° i > 90°.

[15] Wykazały to pomiary foliacji i osi B, wykonane przez mgr. Zbigniewa Galanta, który na tym odcinku Gór Kaczawskich wykonał z inicjatywy i pod nadzorem autora zdjęcie geologiczne jako temat pracy magisterskiej. Nachylenie osi B ku wschodowi nie przekracza tu nigdzie 35° (we wschodnich Karkonoszach zapadają one stromo ku E, a nawet w miejscach, gdzie pakiety warstw są odwrócone — ku W).

obecność lokalnych maksimów. Tu wydzielono maksima zaznaczające się generalnie. Po stronie czeskiej nie da się dokładnie przedstawić przebiegu dwu wymienionych stref. Tablica V w pracy M. Maški (1954), którą można by tu wykorzystać, przedstawia zgeneralizowany obraz ustawienia osi B.

Jest rzeczą charakterystyczną, że obu wydzielonym strefom towarzyszą w kilku miejscach uchwycone zachodnie upady osi B i B lineacji, co wskazuje na lokalne obalenia ku wschodowi. Jest przeto wielce prawdopodobne, że przy formowaniu fleksury — o czym mowa poniżej — odegrały rolę, przynajmniej w pewnych stadiach jej rozwoju, naciski styczne skierowane ku wschodowi (faza asturyjska?).

Rozwój fleksury. Dzisiejszy obraz fleksury jest wynikiem szeregu zjawisk następujących po sobie. Upady warstw w skłonie fleksuralnym są sumą kilku etapów ruchu. Zakończenie jego rozwoju przypada niewątpliwie na czas po dolnym karbonie, na co wskazuje obecność kulmu, który bierze udział w budowie skłonu fleksuralnego. Ponieważ kulm wychylony jest z pierwotnego położenia i ustawiony pod kątem w zasadzie różnym (30-40°) od serii metamorficznych wschodnich Karkonoszy (przeciętnie 50-80°), wyłania się więc zagadnienie, jakie było ustawienie serii metamorficznych przed sedymentacją kulmu. Najprostszym wyjściem z tej sytuacji byłoby odjęcie kątów między ułożeniem obu serii. Różnica wskazywałaby na pierwotne ustawienie serii przedkambryjskich przed osadzeniem kulmu 20-40°.

Takie najbardziej prymitywne postępowanie niekoniecznie daje wynik bezbłędny, ponieważ:

1° kulm położony jest na tym odcinku skłonu fleksuralnego, gdzie przechodzi on stopniowo w skrzydło leżące, na którym upady są bardziej płaskie,

2° w budowie skłonu fleksuralnego obserwujemy różne upady foliacji i osi B, co jest przynajmniej w części wynikiem zdyferencjowanego ruchu na różnych odcinkach skłonu fleksuralnego w czasie jego fałdowania.

Za tym, że kulm zaczął osadzać się na wychylonych z pierwotnego położenia utworach metamorficznych, wskazuje obecność brekcji zboczowych (zwietrzelinowych) u podstawy tej formacji (S. Radwański 1954, s. 10; Żak 1958, s. 22). Tu należy zwrócić uwagę, że pierwotne powierzchnie sedymentacyjne w brekcji nie są poziome i mogą być ustawione pod kątem od kilkunastu stopni począwszy. Zachodzi przeto konieczność przeprowadzenia obserwacji ustawienia foliacji w seriach budujących podłoże kulmu, ustawienia powierzchni granicznej podłoża krystalicznego z kulmem, oraz ustawienia powierzchni sedymentacyjnych w kulmie, i to zawsze w bezpośrednim sąsiedztwie. Są to obserwacje o niezwykłej doniosłości, ponieważ mogą dostarczyć materiału dla wyjaśnienia zagadnienia ułożenia serii podścielających kulm tuż przed początkiem jego sedymentacji. Należałoby

zebrać materiał z licznych punktów, gdyż uogólnienie obserwacji z jedneg czy niewielu punktów może doprowadzić do błędnych wniosków.

Skłon fleksuralny wschodnich Karkonoszy jest więc niewątpliwi formą poligeniczną. Z dużym prawdopodobieństwem możemy wydzieli następujące etapy jego rozwoju:

a) pierwotne elewacje i depresje, powstałe w czasie przedkambryj skiego fałdowania, którego rezultatem są kierunki równoleżnikowe fałdów Przypuszczać należy, że przed nasunięciem jednostki Leszczyńca (późn prekambr) osie fałdów równoleżnikowych były pochylone ku wschodow;

b) nasunięcie jednostki Leszczyńca ku zachodowi prowadziło zapew ne do zwiększenia kąta upadów wschodnich w obrębie obu jednostek

c) ruchy pionowe bloku Karkonoszy w stosunku do sąsiednich obsza rów obniżonych przed nasunięciem paleozoiku kaczawskiego (paleozoi nasunięty jest, jak wyżej wspomiano, na powierzchnię erozyjną gnejsów prowadziły zapewne do zwiększenia kątów upadu we wschodnich Karko noszach w kierunku niecki śródsudeckiej;

d) ruchy pionowe bloku Karkonoszy w czasie sedymentacji dolneg karbonu niecki śródsudeckiej; wygasają one w kierunku dna niecki sedy mentacyjnej i powodują zwiększenie nachylenia skłonu fleksuralnego

e) podolnokarbońskie podniesienie bloku Karkonoszy w stosunku do niecki śródsudeckiej (główny etap rozwoju fleksury);

f) dalsze wypiętrzanie bloku Karkonoszy w górnym karbonie, któr doprowadziło do odsłonięcia intruzji granitu w dolnym permie i górne kredzie kiedy blok Karkonoszy dostarczał materiału detrytycznego są siednim zbiornikom osadowym;

g) pokredowe ruchy skorupy ziemskiej, stale wypiętrzające Karkonosze. — Uwidoczniają się one w powstaniu nasunięcia łużyckiego i, być może, w rozwoju uskoku śródsudeckiego.

KOLEJNOŚĆ PROCESÓW TEKTONICZNYCH WE WSCHODNICH KARKONOSZACH

Jak w poprzednim rozdziale wspomniano, nie ma wątpliwości, że dzisiejszy obraz budowy geologicznej wschodnich Karkonoszy jest wynikiem długotrwałych procesów geologicznych. Część ich możemy odcyfrować na obszarze krystalicznym Karkonoszy, część zaś z przewodnich cech geologii obszarów sąsiednich, takich jak Góry Kaczawskie, niecka śródsudecka i północnoczeska płyta czerwonego spągowca.

Datowanie zjawisk, i to niezbyt dokładne, możliwe jest dopiero od starszego paleozoiku począwszy, gdyż wiek względny tych serii jest przynajmniej w przybliżeniu określony.

Kolejność zjawisk we wschodnich Karkonoszach wyobrażam sobie w sposób następujący:

1) Powstanie serii suprakrustalnej w Górach Izerskich i Karkonoszach. Biorą w niej udział produkty inicjalnego wulkanizmu (niektóre amfibolity).

2) Fałdowanie (być może wielofazowe), które w rezultacie doprowadza do metamorfozy w facji amfibolitowej (łupki łyszczykowe, amfibolity). Fałdy układają się równoleżnikowo (naciski N-S), powstają fałdy ciągnione i lineacja starsza w łupkach łyszczykowych.

3) Granityzacja (powstanie gnejsów kowarskich, izerskich, gnejsów hornblendowych, granitów rumburskich), odbywająca się początkowo przy trwających ruchach dyferencjalnych. Powstaje drugi system lineacji i fałdów ciągnionych w łupkach łyszczykowych, linijne wyciągnięcia porfiroblastów skaleni w gnejsach. Naciski nie są (przynajmniej lokalnie) równoległe do poprzednich, lecz są ustawione w stosunku do poprzednich pod kątem 20-40°. Po ich ustaniu procesy petrogenetyczne trwają nadal, przy czym odbywa się homogenizacja produktów granityzacji, prowadząca do uformowania się granitu rumburskiego.

4) Nasunięcie jednostki Leszczyńca, częściowo sfałdowanej w czasie wcześniejszych ruchów (lokalne fałdy ciągnione o biegu równoleżnikowym) w kierunku WNW na jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki. Powstaje lineacja i fałdy ciągnione o osiach NNE-SSW, a struktura blachy falistej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki zanurza się ku ESE pod nasunięte masy.

W południowych Karkonoszach i w regionie Czarnej Kopy tworzą się poprzeczne do starszej struktury fałdy w przybliżeniu południkowe. Obecność takich struktur widoczna jest z mapy M. Maśki (1954, tabl. IV). Przy ruchach tych tworzą się fałdy obalone ku WNW w obrębie amfibolitów. Na wielką skalę prowadzą te ruchy do diaftorezy amfibolitów i produktów ich granityzacji.

Wszystkie wymienione w kolejności czasowej procesy zakończyły się przed fałdowaniem kaledońskim. Wskazują na to zupełnie odmienne kierunki w pobliskich kaledonidach kaczawskich, które nie są zgodne ani kierunkami w głównej ich masie, ani w gałęzi skręcającej ku południowemu wschodowi w okolicach Ciechanowic. Jest mało prawdopodobne, by ruchy te trwały w czasie starszego paleozoiku. Gdyby tak było, odbiłyby się one zapewne na sedymentacji serii staropaleozoicznych Gór Kaczawskich i południowych Karkonoszy [16].

---

16 Z takiego ujęcia wynika, że w przedkambryjskich górotworach na północnym brzegu masy czeskiej wcześniej zaznaczały się główne fałdowania na ich odcinku zachodnim (Góry Kruszcowe, Góry Izerskie, jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki) niż na odcinku wschodnim (jednostka Leszczyńca, Góry Orlickie i dalej ku wschodowi położone góry aż po Jesionik włącznie). Najbardziej prawdopodobne jednak jest, że i na wschodzie zaznaczyło się lokalnie to wcześniejsze fałdowanie, z tym że niemal zupełnie zostało ono zatarte przez fałdowanie o kierunku południkowym (naciski równoleżnikowe). Zagadnienia tego nie należy jednak jeszcze uważać za dostatecznie wyjaśnione.

5) Powstanie serii osadowych kambro-syluru w południowych Karkonoszach i Górach Kaczawskich. Już w czasie sedymentacji ordowiku zerodowana była osadowa i epimetamorficzna osłona metamorfiku Karkonoszy i Gór Izerskich. Wynika to ze studium skaleni szarogłazów ordowickich, przeprowadzonego przez E. Brülla (1942, s. 11), (wg M. Schwarzbacha (1943, s. 26-27) szarogłazy te są wieku kambryjskiego), oraz z obserwacji szarogłazów z pogranicza ordowiku i gotlandu przeprowadzonych przez J. Chaloupsky'ego (1958, s. 41) w okolicach Rokytnicy. Autor ten stwierdza w nich obecność otoczaków niebieskiego kwarcu, którego najbliższe wchodzące przede wszystkim w rachubę wystąpienia znajdują się w wielkiej masie w pobliskim granicie rumburskim.

6) Ruchy młodokaledońskie — sfałdowanie starszego paleozoiku Gór Kaczawskich[17] i południowych Karkonoszy. Jest niewątpliwe, że jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki z jednej strony, jako starsza, podściela serie staropaleozoiczne południowych Karkonoszy, z drugiej nasuwa się przynajmniej lokalnie na starszy paleozoik, co doprowadziło O. Kodyma i J. Svobodę do poglądu na płaszczowinowy charakter kontaktu. Na tym miejscu podkreślamy tylko, że seria podsudecka mogła sfałdować się jedynie pod wpływem nacisku przedkambryjskiego mas wchodzących w skład Karkonoszy w czasie ruchów młodokaledońskich, zwłaszcza w strefie granicznej tych dwu jednostek.

Zagadnieniem tym interesujemy się tu bliżej, ponieważ fragmenty jednostki podsudeckiej w okolicach Niedamirowa wchodzą w skład wschodnich Karkonoszy naszych obszarów.

7) Powstanie uskoku śródsudeckiego w jego pierwotnej formie poprzedzającej sedymentację osadów dolno-karbońskich niecki śródsudeckiej (uskok ginie pod tymi osadami i nieznacznie je przemieszcza).

8) Sedymentacja kulmu niecki śródsudeckiej związana jest z podnoszeniem się bloku karkonosko-izerskiego, przy którym serie wschodnich Karkonoszy zostały ostatecznie wygięte fleksuralnie. Erodowane były zapewne nie tylko serie wchodzące w skład skłonu fleksuralnego, lecz także i ze skrzydła wiszącego fleksury. Reprezentowała je jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, otulająca w tym czasie od góry metamorfik izerski. Dalej ku zachodowi sięgała też jednostka Leszczyńca. Na tego rodzaju stosunki wskazuje ogromna masa materiału detrytycznego w dolnym karbonie niecki śródsudeckiej, pochodząca z Karkonoszy.

S. Dyjor (1958) stwierdza w okolicach Ciechanowic w coraz to wyższych ogniwach kulmu otoczaki skał wschodnich Karkonoszy z coraz to głębiej leżących ogniw skalnych tego rejonu.

---

[17] Zagadnienie kontaktu starszego paleozoiku Gór Kaczawskich z blokiem Karkonoszy będzie przedmiotem oddzielnej rozprawy autora. W pracy niniejszej nie poruszamy w zasadzie tego zagadnienia.

9) W okresie karbońskiego stadium formowania się fleksury wschodnich Karkonoszy tworzy się intruzja granitu waryscyjskiego. Z powstaniem fleksury może mieć związek genetyczny jedynie wschodnia część masywu. Całość intruzji wiąże się prawdopodobnie ze strefą graniczną jednostki izerskiej i jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki.

10) Z intruzją granitu Karkonoszy związane są żyły skał wylewnych we wschodnich Karkonoszach i młodsze od nich żyły kruszconośne. Obecność ich na skłonie fleksuralnym wskazuje na wypiętrzanie bloku Karkonoszy wzdłuż powierzchni nieciągłości różnego rzędu.

11) Dalsze stadia rozwoju tektoniki, które zostały omówione przy opisie tworzenia się fleksury wschodnich Karkonoszy.

Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, w lipcu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

BEDERKE E 1956. Die Granitgenerationen des Riesengebirges. Geotektonisches Symposium zu Ehren von H. Stille. Stuttgart.

BERG G. 1912. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Kupferberg, Schmiedeberg. Berlin.

— 1921. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Krummhübel. Berlin.

— 1935. Blatt Greiffenberg.

— 1940. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten mit Erläuterungen, Blatt Kupferberg. Berlin. Erläuterungen. Berlin 1938. (2 Au l.).

— 1940a. Blatt Schmiedeberg (2 Aufl.).

— 1940b. Blatt Schmiedeberg. Berlin. Erläuterungen. Berlin 1941. (2 Aufl.).

BUBNOFF S. 1930. Geologie von Europa. Bd. II. Das ausseralpine Westeuropa. bd. I. Kaledoniden und Varisciden. Berlin.

BRÜLL E. 1942. Zur Altersfrage des Isergebirgsgneises und des Gneises von Gross-Wandriss. — Zbl. Miner. etc., Abt. B, H. 1, Stuttgart.

CHALOUPSKY J. 1958. Geologicko-petrografické pomery v údoli Jizery mezi Harrachovem a Dolni Rokytnici (Geologisch-petrographische Verhältnisse im Iserthal zwischen Harrachov und Dolni Rokytnice-Isergebirge). — Sborn. Ústř. Geol. Úst. sv. XXIV. Praha.

CLOSS H. 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin.

— 1925. Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin.

DUMICZ M. 1959. Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich (Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic Bystrzyckie Mts. — Sudeten). — Acta Geol. Pol., vol. X/1. Warszawa.

DYJOR S. 1958. Zdjęcie geologiczne pn.-wschodniej części ark. Miedzianka. Maszynopis, praca magisterska. Wrocław.

JUSKOWIAK O. 1957. Glaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego (Glaucophane metamorphic facies in the eastern border of the plutonic intrusion of Jelenia Góra — Lower Silesia). — Kwartalnik Geol., t. 1, z. 1. Warszawa.

KODYM O. & SVOBODA J. 1948. Kaledonska přikrovova stavba Krkonoš a Jizerskych Hor (The Caledonian nappe structure of Krnonoše and Jizerske Hory). — Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR, sv. XV. Praha.

LEPSIUS R. 1913. Geologie von Deutschland (Schlesien und die Sudeten), Bd. 3, H. 1. Leipzig-Berlin.

MAŠKA M. 1954. K tectonické analyse krystalinika. — Knihovna Ústr. Úst. Geol., sv. 27. Praha.

NIELUBOWICZ R. & JASKÓLSKI S. 1957. Materiały do poznania złoża łupków pirytowych w Wieściszowicach i do jego genezy (Materials to the knowledge of piryte shales deposits in Wieściszowice and their origin — Lower Silesia). — Przegląd Geol. nr 7. Warszawa.

OBERC J. 1958. Izerska seria suprakrustalna (Supracrustal series in Izera Mts. — Sudeten). — Ibidem, nr 8/9.

PETRASCHECK W. 1944. Die Sudetenländer. Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. I, Abt. 5. Heidelberg.

PIETZSCH K. 1956. Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin. II Aufl.

RADWAŃSKI S. 1954. Budowa geologiczna obszaru kulmowego między Marciszowem, Sadami Górnymi a Witkowem — Dolny Śląsk (The geological structure of the Culm region between Marciszów, Sady Górne and Witków — Lower Silesia). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 90. Warszawa.

ROTH J. 1867. Eläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin.

SCHMIDT K. 1958. Zur Tektonik und Petrogenese des Sächsischen Erzgebirges. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 110.

SCHWARZBACH M. 1939. Die Tektonik des Bober-Katzbachgebirges. Schles. Ges. f. Vaterländ. Kultur. Breslau.

— 1943. Vulkanismus und Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. — Geol. Rundschau, Bd. 34, H. 1. Berlin.

SMULIKOWSKI K. 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formation of the Sudeten Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 1. Kraków.

— 1958. Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienieckiego w Sudetach Zachodnich (Mica-schists and granite-gneisses on the northern slopes of the Kamienica Mountain — Chain in Western Sudeten). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 127. Warszawa.

SZAŁAMACHA M. & J. 1958. Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa (On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirów — Sudeten). — Przegląd Geol. nr 8/9. Warszawa.

TEISSEYRE H. 1959. Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung — Freiberger Forschungshefte, C. 57. Berlin.

TEISSEYRE H., & SMULIKOWSKI K. & OBERC J. 1957. Sudety. — Reg. Geologia Polski, t. III. Kraków.

WATZNAUER A. 1953. Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. — Geologie, Bd. 2, H. 5. Berlin.

ZIMMERMANN E. 1933. Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ruhbank. Berlin. Blatt Hirschberg Berlin 1937 — mit Erläuterungen.

ZIMNOCH E. 1958. Złoże rud żelaza kopalni „Wolność" w Kowarach (Iron ore deposit in the „Wolność" mine at Kowary — Sudeten). — Przegląd Geol. nr 12. Warszawa.

ŻAK C. 1958. Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej (Structure and development of the western limb of the intrasudetic basin). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol) 129. Warszawa.

SŁOWNIK POLSKO-NIEMIECKICH NAZW GEOGRAFICZNYCH

(Polish-german dictionary of geographical names)

NAZWY POLSKIE (POLISH)	NAZWY NIEM. (GERMAN)	NAZWY POLSKIE (POLISH)	NAZWY NIEM. (GERMAN)
Nazwy topograficzne (Topographical names)			
Czarna Kopa 1407,3	Schwarze Koppe	Jesenik (Vysoky-Hruby, ČSR)	Hohe Gesenke
Góry Kaczawskie	Bober — Katzbach Geb.	Karkonosze	Riesengebirge
Góry Kruszczowe (DDR)	Erzgebirge	Kopina 910	Kuppen B.
		Łysocina 1190	Kolben B.
Góry Orlickie	Adlergebirge	Przełęcz Kowarska 727	Der Pass
Góry Izerskie	Isergebirge	Rudawy Janowickie	Landeshuter Kamm
Góry Rychorskie (ČSR)	Rehorn	Śnieżka 1603	Schneekoppe
		Wielka Kopa 871	Scharlach B.
Góry Sowie	Eulengebirge	Wołek 878	Ochsen B.
Grzbiet Lasocki	Kolbenkamm	Żelazne Góry (ČSR)	Eisengebirge
Potoki — rzeki (Streams — rivers)			
Bóbr	Bober	Upa (Mała i Wielka, ČSR)	Aupe (Gr. u. Kl.)
Izera (ČSR)	Iser	Złotna	Gold Bach
Miejscowości (Localities)			
Budy Graniczne	Grenzbauden	Niedamirów	Kunzendorf
Ciechanowice	Rudelstadt	Nowa Białka	Neu Weissbach
Czarnów	Rothenzechaulitz	Nowe Miasto (ČSR)	Neustadt
Dolna Rokytnica (ČSR)	Nieder Rochlitz	Ogorzelec	Ditterbach
		Orlina	Adlersruh
Harrachov (ČSR)	Harrachsdorf	Paczyn	Petzelsdorf
Janowice Wielkie	Jannowitz	Pilchowice	Mauer
Janske Lazne	Johannisbad	Podgórze	Arnsberg
Jelenia Góra	Hirschberg	Przybkowice	Prittwitzdorf
Karpacz	Krummhübel	Raszów	Reussendorf
Kowary	Schmiedeberg	Sędzisław	Ruhbank
Leszczyniec	Haselbach	Siedlęcin	Boberröhrsdorf
Marciszów	Merzdorf	Szczepanów	Tschöpsdorf
Miedzianka	Kupferberg	Vrchlabi (ČSR)	Hohenelbe
Mniszków	Waltersdorf	Wieściszowice	Rohnau

Ю. ОБЭРЦ

ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРКОНОШЕЙ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ СУДЕТОВ

(Резюме)

В восточной части Карконошей автор выделил две зоны разнящиеся литологическим строением. Западная построена слюдяными сланцами, гнейсами и гранитогнейсами возникшими за их счёт; восточная же построена амфиболитами и гнейсами являющимися продуктом гранитизации амфиболитов. После гранитизации здесь отмечается местный диафторез докембрийского времени. Микротектонические структуры позволяют выделить несколько областей, в которых изменяются соотношения расположения слоёв (на использованных здесь картах Г. Берга) и фолиацией, линеацией а также складками волочения (оси *B*).

В массиве Карконошей автор выделяет следующие тектонические элементы высшего порядка: изерский блок докембрийского времени, элемент Яновицких Рудав — Снежки (того же времени) имеющие широтные направления, элемент Лещинца надвинутый к западу, каледониды южных Карконошей и варисцийский гранит. Самостоятельным элементом является зона старопалеозойских образований ответвляющихся от серии этого типа в Качавских горах. Дальше к востоку распространены древнекаменноугольные осадки среднесудетской мульды. Перечисленные здесь элементы за исключением варисцийского гранита и изерского блока были изогнуты во время после-раннекаменноугольных движений в форме флексурного склона (флексурный склон восточных Карконошей).

В заключении работы приведена последовательность явлений и тектонических процессов. Серии восточных Карконошей как и гранитизация и диафторез относятся к докембрийскому времени. Каледонская складчатость перестроила докембрийские элементы вдоль южного края элемента Яновицких Рудав — Снежки. Среднесудетский сброс создавался в двух стадиях — перед осаждением кульма и после интрузии карконошских гранитов. Флексура восточных Карконошей создавалась главным образом во время варисцийских движений. Движения послемеловые или возможно происходившие сразу после осаждения мела северной Чехии привели к возникновению лужицкого надвига.

J. OBERC

EASTERN KARKONOSZE TECTONICS AND THEIR POSITION IN THE SUDETEN STRUCTURE

(Summary)

ABSTRACT: Two Pre-Cambrian rock formations have been ascertained within the eastern Karkonosze Mountains. One is made up mainly of mica schists, the other of amphibolites. The associated gneisses have been formed owing to granitisation of both formations. East and south of the Hercynian granite intrusion these series are arranged into two recumbent folds; the lower Rudawy Janowickie — Śnieżka fold has been overthrust southwards, the upper Leszczyniec fold WNW during a younger orogenic phase. Both folds have been formed during Pre-Cambrian movements. Together with the overlying older Palaeozoic and the Inner Sudeten Culm series they have been bent eastwards along the steep transverse flexure (the flexural inclination of the eastern Karkonosze Mountains). The flexure is of Post-Carboniferous age.

ROCK FORMATIONS

Two belts of Pre-Cambrian rocks occur in the eastern Karkonosze Mountains. The inner (western) belt is made up of mica schists. These contain characteristic subordinate inclusions of limestones, amphibolites, quartzites, calc-silicate rocks and gneisses. Amphibolites and gneisses predominate in the outer belt. Another distinct belt is that of old-Palaeozoic phyllites and greenstones terminating the wide area of their occurrence in the southern (Czechic) Karkonosze Mountains. Another belt of old-Palaeozoic schists, branching off SE from the Kaczawskie Mountains near Ciechanowice, is not here discussed by the writer (fig. 1).

In the inner belt the predominance is noted of mica schists due to progressive Pre-Cambrian metamorphism of the argillo-arenaceous formations. Without taking note of the above mentioned inclusions in the mica-schist rocks we shall now consider the gneisses. German (Berg, Schwarzbach) and Czechic (Kodym & Svoboda, Maška) geologists believed them to be deformed acid inclusions. K. Smulikowski's views concerning this point are analogous. According to the writer's own observations they form inclusions varying in thickness, connected mutually and with the mica-schists. Different sized fragments of mica schists and amphibolites are of frequent occurrence within the gneisses. In the writer's opinion the Kowary gneisses were formed owing to granitisation of mica schists. After G. Berg he differentiates two belts of gneisses within the mica schists:

1. Kowary gneisses, locally grading into granito-gneisses belonging to the Rumburg granites of the Iser Mountains. Blue quartz is a charac-

teristic component of these coarse grained rocks. Relicts of Kowary gneisses and of mica schists are often encountered in the granito-gneisses grading into the Kowary gneiss. Geological observations show that here similarly as in the Iser Hills, the Rumburg granite has been formed by granitisation of the schist series.

2. Gneisses of the Mała Upa Valley occur mostly in the southern (Czech) Karkonosze Mountains. Field and microscopic investigations point out to the need of distinguishing here another (3rd) type of gneisses among rocks by G. Berg regarded as quartzitic schists. Upon closer examination they prove to be gneisses due to metasomatic granitisation of mica schists. These rocks as well as amphibolites have persisted among the mentioned gneiss varieties as relicts of various dimensions. The presence here of about 8 per cent of K_2O, as ascertained by G. Berg provides sound evidence for the gneissic, not quartzitic, nature of this rock.

Rocks occurring in the outer belt may be divided into three genetic groups:

1. Unaltered or slightly secondarily altered amphibolites;

2. Products of amphibolite granitisation — hornblende gneisses (Petzeldorfer Gneise) by G. Berg regarded as primary intrusions of acid rocks. Gneisses in this group are frequently interbedded by amphibolites suggesting that granitisation here on the whole occurred according to a stratified pattern;

3. Products of cataclasis, also re-cast amphibolites and the resulting gneisses of which chlorite rocks are the typical varieties. Their inclusions varying in thickness, occur in amphibolites. The local appearance of sericitic schists, with inclusions of chlorite rocks, indicates that diaphtoresis is a younger process than granitisation.

MICROTECTONIC OBSERVATIONS

The only microstructures that have been investigated during the writer's field work are those useful in the interpretation of tectonics assignable to the period of metamorphism, namely: foliation, lineation drag folds (B axes). The position of axial drag fold planes has also been examined. The presence in mica schists of two lineation systems crossing at an angle not exceeding 45°, and two systems of associated drag folds has been ascertained within the mica schists. They have not, however been identified during field work. On the map they are analogously marked causing considerable dissipation of these forms in the diagram (tabl. I i II).

Drag folds have been divided up into three groups:

1. 1st order drag folds, with amplitudes ranging from some tens of centimetres to a few metres;
2. 2nd order drag folds, a dozen or so cm. in size, and
3. 3rd order drag folds, not exceeding a few centimetres.

These drag fold types have been distinguished on the presence on 1st order folds of subordinate drag folds. In major structures the direction of folding is most readily discernible on 1st order folds.

In view of the relationship of microstructures to the strike of beds, ascertained by G. Berg (tabl. IV), it was necessary to distinguish on the map several zones with similar microstructural features (tabl. III). The mutual relationship of these forms in the various zones is shown in the following chart:

Belt			Strike of beds (intersection)	Foliation	Dip of lineation	Dip of B axis	Direction of folding under the normal series concept
Pre-Cambrian	Rudawy Janowickie-Śnieżka and Leszczyniec units	Janowice Wielkie	WNW-ESE	WNW-ESE		ESE	S
		Miedzianka	N-S	W-E	E loc. W.	E loc. W.	S
		Kowary	NE-SW	NE-SW	NE, E, SW (2 systems)	NE, E, SE (2 systems)	S
		Czarna Kopa	W-E	N-S, W-E	E	E	N
		Niedamirów Przybkowice	NNE-SSW, N-S	NNE-SSW, N-S	NNE loc W.	NNE loc W.	WNW
Older Palaeozoic	Caledonides of South Karkonosze	Niedamirów	N-S	W-E, N-S	E, S	E, S	W

TECTONIC UNITS OF THE KARKONOSZE AND ISERA MTS. AND OF THE ISERA HILLS

Before making an attempt at interpreting the tectonic position of the eastern Karkonosze Mountains in Sudeten structure it is first of all indispensible to obtain some knowledge about the structure of the Karkonosze and Isera block (fig. 1). From the south this block is delimited by

the Lusatian overthrust of Laramide stage. From the north it is bounded by the main Inner Sudeten fault whose formation occurred in two stages that prior to the sedimentation of the Inner Sudeten Culm and that following the Hercynian granite intrusion. Strictly speaking this fault constitutes a dislocation system separating the Karkonosze and Isera block from the old-Palaeozoic Kaczawa region. On its overhanging wall, however, i. e on the old crystalline Isera block, some fragments have persisted near Siedlęcin of the old overthrust crystalline masses resting on metamorphic rocks. This suggests that the sedimentary and epimetamorphic mantle of the overthrust had been disrupted prior to its formation.

North and west of the Hercynian Karkonosze granite lies the Isera block. It is built up of gneisses and (Rumburg) granitogneisses, which owe their origin to granitisation of the mica schist complex. These have been preserved along three equatorial zones. The position of the Isera leucogranites (Smulikowski 1957), by G. Berg (1935) identified as pegmatitic granite, is not clear. According to H. Cloos (1925) the B axes in the Isera block dip W and NW.

The Isera unit is overlaid by the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit built of mica schists with characteristic inclusions, and of major amphibolite masses in the vicinity of Miedzianka. Hence, these rocks have been affected by granitisation to a smaller extent than in the Isera block On the Polish side they include all the microtectonic zones mentioned in the preceding chapter, that of Niemirów — Przybkowice excepted. The nature of microtectonics and the intersection of beds ascertained by G. Berg strongly suggest that originally the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit was a major recumbent fold. This fold has been secondarily folded in the vicinity of Orlina — where a recumbent anticline occurs built of mica schists (Orlina anticline). Similarly near Miedzianka the flatly recumbent fold has been secondarily folded forming minor anticlines and synclines Closer future investigations will probably clear up that the Rudawy Janowickie — Śnieżka fold consists of numerous recumbent folds of the 2nd order. The steep dips of the B axis and B lineation are due to the flexural Hercynian bending of this originally recumbent fold. On the Czechic side the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit underlies old-Palaeozoic formations of the southern Karkonosze Mountains, and locally overlaps them owing to young Caledonian movements. This is a problem now under discussion (Kodym & Svoboda 1948, Maška 1954, Watzauer 1953, Teisseyre 1957).

From the east the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit is overlapped by the Leszczyniec unit corresponding to the microtectonic Niedamirów-Przybkowice zone. The Leszczyniec unit consists of products of the recast of amphibolites which originally built up the eastern portion of the Ru-

dawy Janowickie — Śnieżka unit. This overthrust meets at a nearly right angle the equatorially directed Caledonian structures of the Kaczawa Mountains, and is most likely of Pre-Cambrian age. The Leszczyniec unit was overthrust at a period when the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit was sub-horizontally directed (prior to the formation of the eastern Karkonosze flexure). The strike of the B axis and B lineation indicates analogies with the metamorphic Orlickie Mountains and with crystalline areas lying farther east.

Hence, it is probable that an important boundary line runs through the eastern Karkonosze Mountains, within the old crystalline units on the northern margin of the Czech Massif. Farther west of this boundary line, as far as the Erzgebirge, the predominant B axis trends are equatorial, while east of it the analogous trends are sub-meridional.

Epimetamorphic equatorially directed Cambro-Silurian deposits (Kodym & Svoboda 1948) are widely spread in the southern Karkonosze Mountains. Within the area bordering on the underlying mica-schist complex both these complexes are mutually strongly folded.

Hercynian granite forms an intrusion, now delimiting the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit from the Isera unit. It may be that the intrusion was formed owing to the presence of the overthrust plane between the mentioned units. This does not, however, agree with the concept of A. Kodym & J. Svoboda (1948) who postulate that the granite had intruded on the boundary of the overthrust plane between the Sudeten nappe (Pre-Cambrian metamorphic rocks) and the Sub-Sudeten nappe (epimetamorphic older Palaeozoic).

FLEXURAL INCLINATION OF EASTERN KARKONOSZE

Flexural bending has affected the units of Rudawy Janowickie — Śnieżka, Leszczyniec, the south Karkonosze Caledonides, the range of old-Palaeozoic rocks in the vicinity of Ciechanowice, and the Culm of the Inner Sudeten syncline including Upper Carboniferous exposures. This is the flexural inclination of the eastern Karkonosze Mountains. The dip of the foliation planes averages between 40 and 70°. Two belts dipping west are here indicated suggesting the eastern recumbence of beds.

SEQUENCE OF EVENTS

Sequence of events ends up the present paper, with geological dating stated wherever available.

1. Formation of supracrustal series accompanied by initial volcanism.

2. Folding movements responsible for the amphibolite facies. Formation of Pre-Cambrian units of Karkonosze Mountains and of the Iser block.

3. Granitisation: formation of the Kowary, Upa Valley and Miedzianka gneisses, the hornblende gneisses of Paczyn and the Rumbur granites.

4. Overthrusting of the Leszczyniec unit — amphibolite diaphtoresis. These are all Pre-Cambrian processes.

5. Formation of sedimentary old-Palaeozoic series (Cambro-Silurian).

6. Young Caledonian foldings in the Kaczawa and south Karkonosze Mountains.

7. Formation of the Inner Sudeten fault (1st phase).

8. Culm sedimentation — development of flexure.

9. Further Post-Lower Carboniferous development of flexur (main phase).

10. Hercynian granite intrusion.

11. Final development of the Inner Sudeten fault (Inner Sudeten dislocation zone) — Post-Cretaceous (probably Laramide) movements — Lusatian overthrusting.

Department of Geology
Wrocław University
Wrocław, July 1959

A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

VOL. X 1960 No. 1

MARIAN DUMICZ

Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich

STRESZCZENIE: Prekambryjskie utwory metamorficzne Gór Bystrzyckich, składające się z łupków łyszczykowych i gnejsów bystrzyckich, zostały poddane intensywnym deformacjom tektonicznym. Obserwacje wzajemnego stosunku tych dwóch kompleksów metamorficznych oraz drobne struktury (foliacja, lineacja, fałdy ciągnione i drobne fleksury) pozwoliły na ustalenie ilości i kolejności faz przeobrażeń i deformacji tektonicznych w Górach Bystrzyckich.

WSTĘP

W ramach zespołowej pracy, którą podjął Zakład Nauk Geologicznych PAN w Ziemi Kłodzkiej pod kierownictwem prof. dr H. Teisseyre'a, przypadł mi w udziale do szczegółowego zbadania obszar Gór Bystrzyckich. Zadanie moje obejmuje szczegółowe wyjaśnienie stosunków stratygraficznych i tektonicznych na tym obszarze, jak też naszkicowanie rozwoju paleogeograficznego badanego regionu. Prace terenowe, które prowadzę od czterech lat w Górach Bystrzyckich, są już na ukończeniu. Zestawienie i opracowanie zebranego materiału potrwa jeszcze pewien czas. Z tego względu niektóre ważne i nowe szczegóły odnoszące się do budowy Gór Bystrzyckich celowe jest opublikować wcześniej.

Rozprawa niniejsza dotyczy głównie obserwacji nad drobnymi strukturami tektonicznymi, ważnymi o tyle, że są to pierwsze tego rodzaju obserwacje publikowane z omawianego obszaru.

Obszar objęty badaniami geologicznymi stanowi południową część Gór Bystrzyckich. Badania przeprowadzone w tym regionie odnoszą się przede wszystkim do serii metamorficznej. Seria osadowa, reprezentowana przez utwory górnej kredy, była brana pod uwagę jedynie w rozważaniach nad próbą wyeliminowania zjawisk tektoniki pokredowej w kompleksie metamorficznym.

Góry Bystrzyckie są regionem bardzo słabo opracowanym, zarówn pod względem geologicznym jak i petrologicznym. Poglądy na budow geologiczną badanego obszaru, zawarte w dotychczasowej literaturze, wy kazują znaczne rozbieżności.

I tak O. Kodym i J. Svoboda (1948) dopatrują się w budowie geolo gicznej Gór Bystrzyckich i Orlickich przedłużenia płaszczowiny sudeckie i subsudeckiej masywu krystalicznego Karkonoszy.

K. Smulikowski (1952) wskazał na duże podobieństwo petrograficz ne utworów skalnych Gór Bystrzyckich i Orlickich z utworami masyw Śnieżnika.

F. Pauk (1953) próbował powiązać region Gór Bystrzyckich i Orlic kich z masywem Śnieżnika w jedną całość złożoną z dwu płaszczowi nasuniętych od zachodu.

J. Fistek i J. Gierwielaniec (1960) dają nowe ujęcia kartograficzn północnej części Gór Bystrzyckich, jak również opis petrograficzny i tek toniczny tego obszaru.

L. Sawicki (1958), podobnie jak F. Pauk, starał się powiązać regio Gór Bystrzyckich z masywem Śnieżnika, z tym, że powiązanie to widz w sposób bardziej złożony.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA UTWORÓW PRZEDKREDOWYCH

Wskazane przez K. Smulikowskiego (1952) podobieństwo petrograficzne utworów skalnych Gór Bystrzyckich i Orlickich z utworami masywu Śnieżnika posiada duże znaczenie dla badań geologicznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich.

Nie bez znaczenia dla omawianego obszaru są również wyniki najnowszych badań geologicznych i petrograficznych w masywie Śnieżnika prowadzone przez przedstawicieli tych dyscyplin z ośrodka wrocławskiego i warszawskiego. Dlatego też osiągnięcia te będą w pewnym stopniu wykorzystane w niniejszym artykule.

Na omawianym obszarze wydzielono wśród utworów metamorficznych dwa różnowiekowe ogniwa stratygraficzne, a mianowicie: kompleks łupków łyszczykowych jako starszy i gnejsy bystrzyckie jako młodsze (skały określane do tej pory jako ortognejsy).

Kompleks łupków łyszczykowych

Kompleks ten reprezentuje różne odmiany łupków łyszczykowych z licznymi wystąpieniami amfibolitów, wapieni krystalicznych i kwarcytów.

Łupki łyszczykowe są to skały zazwyczaj sfeldszpatyzowane, drobno- i średnioziarniste o wyraźnie zaznaczającej się oddzielności liściastej i płytkowej.

Głównymi minerałami tych skał są: kwarc, biotyt, muskowit, względnie serycyt oraz plagioklazy. Minerały te w zmiennej ilości są stałymi składnikami tego kompleksu skalnego, dając różne odmiany paragnejsów cechujących się mniejszą lub większą ilością jednego lub drugiego składnika mineralnego.

Plagioklazy tutaj spotykane należą do dwu generacji. Generację starszą tworzą plagioklazy zrekrystalizowane z kwarcem, młodszą zaś krystaloblasty plagioklazu nie biorące udziału w foliacji. Te ostatnie towarzyszą najczęściej skałom ubogim w kwarc i muskowit. W interpretacji K. Smulikowskiego (1957) tego rodzaju zjawisko jest przykładem feldszpatyzacji powstałej kosztem kwarcu i muskowitu.

Biotyt również występuje w dwóch generacjach. Starszą tworzą drobne łuseczki biotytu ułożone zgodnie z foliacją, młodszą natomiast większe blaszki tego minerału nie wykazujące jednolitej orientacji przestrzennej.

Rzadziej spotykanymi minerałami w tym kompleksie są chloryt i epidot. Występują one w większych ilościach w łupkach łyszczykowych okolicy Gniewoszowa, zwłaszcza w pobliżu amfibolitów, z którymi tworzą przejścia.

Z minerałów akcesorycznych spotkano: granat, apatyt, cyrkon, rutyl, turmalin, tytanit i piryt.

Amfibolity na badanym obszarze grupują się w dwóch okolicach, mianowicie w pobliżu Gniewoszowa i Rudawy. Drobne wtrącenia tych skał znane są również z okolic Różanki i Kamieńczyka. Skały te są drobno- i średnioziarniste barwy szarej do zielonej. Nie zawsze widoczna jest w nich tekstura kierunkowa. Ich skład mineralny stanowią: amfibol (hornblenda), plagioklazy, epidot, kalcyt, rzadziej biotyt i akcesorycznie tytanit.

Obserwacje geologiczne prowadzone w partiach granicznych amfibolitów z łupkami łyszczykowymi wykazały, że te dwie odmiany skalne nie zawsze graniczą z sobą ostro. Ponadto w amfibolitach przy kontakcie z łupkami łyszczykowymi można dostrzec proces biotytyzacji amfiboli.

Wapienie krystaliczne grupują się głównie w okolicy Różanki. Są to skały drobno- do gruboziarnistych z rozproszonymi łuseczkami muskowitu i biotytu. Biotyt często skupia się w smugi, przez co skała uzyskuje oddzielność płytową. Wapienie te na kontakcie z gnejsami bystrzyckimi wykazują obecność minerałów krzemianowych, dając skały wapienno-krzemianowe.

Kwarcyty i łupki kwarcytowe są to skały najczęściej drobnoziarniste, barwy jasnopopielatej do kremowej, mniej lub więcej laminowane. Laminy te są różnej wielkości. Wywołują je drobne łuseczki muskowitu względnie serycytu. Spotyka się też biotyt, lecz w małych ilościach. Sporadycznie występują również porfiroblasty plagioklazów.

Pozycja stratygraficzna kwarcytów i łupków kwarcytowych nie jest znana, podobnie zresztą jak amfibolitów czy wapieni krystalicznych. Kwarcyty i łupki kwarcytowe jednak w odróżnieniu od wapieni krystalicznych i amfibolitów posiadają dość osobliwą lokalizację w stosunku do skał ościennych. Występują one bowiem w znacznej przewadze na granicy gnejsów bystrzyckich z łupkami łyszczykowymi. Powszechność występowania kwarcytów na granicy dwu genetycznie różnych odmian skalnych pozwala przypuszczać, że odgrywają one tutaj ważną rolę.

Należy przy tym wspomnieć jeszcze o jednej obserwacji: mianowicie często spotyka się w gnejsach bystrzyckich w pobliżu kontaktu z kompleksem łupków łyszczykowych małe „niedotrawione" wkładki kwarcytów i łupków kwarcytowo-grafitowych. Stąd należy wnosić, że w pewnych warunkach geologicznych zasięg metamorficznej granityzacji mógł być dostosowany do przebiegu większych wystąpień kwarcytowych.

Gnejsy bystrzyckie

Nazwą tą zostały określone skały, które w dotychczasowej literaturze tego terenu były uważane za ortognejsy.

Magmowe pochodzenie tych skał jest w tej chwili mało prawdopodobne w związku z wynikami badań K. Smulikowskiego (1957) nad analogicznymi gnejsami masywu Śnieżnika. Gnejsy śnieżnickie bowiem, uważane do tej pory za typowe skały pochodzenia magmowego, okazały się w dużej mierze produktem metasomatycznej granityzacji kompleksu łupków łyszczykowych.

Gnejsy bystrzyckie stanowią większość skał widocznych na powierzchni badanego obszaru. Występują one w północnej i pd.-zachodniej części terenu objętego mapą geologiczną. Te dwa wystąpienia gnejsów oddzielone są od siebie szerokim pasem kompleksu łupków łyszczykowych. Zarówno jedno jak i drugie wystąpienie gnejsów bystrzyckich posiada dość monotonny skład mineralny (kwarc, plagioklazy, skaleń potasowy, biotyt i muskowit) oraz zmienne wykształcenie teksturalne i strukturalne.

Obserwacje geologiczne prowadzone w tych dwóch wystąpieniach gnejsowych wykazały, że skały te w pobliżu kontaktu z kompleksem łupków łyszczykowych mają strukturę najczęściej średnioziarnistą i tekstu-

rę łupkową lub pręcikową. Cechuje je zmienny ilościowo skład mineralny. Zwłaszcza łyszczyki grupują się tutaj w bardzo różnych ilościach tworząc niekiedy oddzielne pakiety i gniazda. W skale tej poza tym spotyka się często małe wkładki kwarcytów, łupków kwarcytowo-grafitowych oraz rzadziej łupków łyszczykowych. Opisane gnejsy, śledzone od kontaktu z kompleksem łupków łyszczykowych w głąb ich występowania, przechodzą poprzez różne odmiany teksturalne i strukturalne do gnejsów oczkowych i słojowych.

J. Gierwielaniec (Fistek & Gierwielaniec 1960) opierając się na badaniach mikroskopowych widzi wśród wydzielonych przeze mnie gnejsów bystrzyckich w północnej części mapy geologicznej odmiany para- i ortognejsów. Należy przypuszczać, że te odmiany pozostają względem siebie w takim stosunku, jak gnejsy gierałtowskie do śnieżnickich w masywie Śnieżnika.

Obserwowane niektóre odmiany gnejsów bystrzyckich zwłaszcza drobno- i średnioziarniste, w których z trudem można się dopatrzyć tekstur linijnych i foliacji, rzeczywiście przypominają wyglądem megaskopowym gnejsy typu gierałtowskiego. Być może zatem byłyby to skały w różnym stopniu przeobrażone, powstałe na drodze metasomatycznej granityzacji z kompleksu łupków łyszczykowych.

Należy jeszcze dodać, że gnejsy bystrzyckie wykazują w pewnych miejscach, zwłaszcza w odmianach pręcikowych, znamiona kataklazy.

Ponadto spotkałem kataklazy młodszej generacji (okolice Rudawy), w których tekstury kierunkowe jak lineacja i foliacja są zupełnie zatarte.

W obrębie gnejsów bystrzyckich na południe od Niemojowa stwierdzono jedno wystąpienie skał gabroidalnych, które zostało wydzielone na mapie.

Na badanym obszarze powszechne są również skały żyłowe typu lamprofirowego. Występują one zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych, jak i w gnejsach bystrzyckich.

TEKTONIKA

Rozwiązanie budowy geologicznej omawianego obszaru nastręcza duże trudności ze względu na brak jakichkolwiek udokumentowanych poziomów stratygraficznych w utworach metamorficznych. Obserwacje polowe zjawisk geologicznych, uzupełnione badaniami mikroskopowymi, pozwoliły jednak w pewnym stopniu poznać zarysy tektoniki południowej części Gór Bystrzyckich. Intersekcja i drobne formy tektoniczne rzuciły światło na styl tektoniki badanego obszaru.

Stosunek kompleksu łupków łyszczykowych do gnejsów bystrzyckich

Główna masa łupków łyszczykowych tworzy szeroką strefę w śro kowej części zbadanego obszaru (okolice Różanki, Gniewoszowa, Poni towa i Poręby). Strefa ta posiada dość charakterystyczny przebie W części pn.-zachodniej (okolice Poniatowa) przebiega ona mniej więc równoleżnikowo i zapada ku S. Omawiane łupki śledzone ku SE twor łagodny łuk, przechodząc najpierw w kierunek NW-SE (okolice Gniew szowa), a następnie przybierają bieg południkowy (okolica Różanki). wschodniej przestrzeni strefa ta graniczy dyslokacyjnie z górną kre rowu Nysy. Jej dalsze wystąpienie śledzić można w południowej częś obszaru objętego zdjęciem geologicznym, mianowicie w okolicy Kamie czyka. Tworzy ona tutaj wąski pas o przebiegu NNE-SSW z upade ku NWW.

Opisana strefa łupkowa graniczy z gnejsami bystrzyckimi w kil różnych odcinkach. W odcinku środkowym kontakt gnejsów i łupkó łyszczykowych między okolicą Niemojewa i Poniatowa a Różanką wyd je się być pierwotny, między tą ostatnią zaś a Kamieńczykiem ma on ch rakter raczej tektoniczny.

Za taką interpretacją omawianego odcinka przemawiają następują obserwacje.

W okolicy położonej między Niemojewem a Poniatowem oraz w R żance nie zaobserwowałem żadnych zaburzeń tektonicznych na kontak łupków łyszczykowych i gnejsów bystrzyckich. Pomiary foliacji w par kontaktowej obu zespołów skalnych są zgodne. Ponadto wapienie kryst liczne w pobliżu kontaktu wykazują obecność minerałów krzemianow wapiennych, co mogłoby wskazywać na wpływ procesów, którym gnej bystrzyckie zawdzięczają swe powstanie.

Inaczej przedstawia się kontakt kompleksu łupków łyszczykowy z gnejsami bystrzyckimi na odcinku położonym między Różanką a K mieńczykiem. Tutaj daje się zauważyć partie zaburzeń tektonicznych w rażające się odmiennym przebiegiem foliacji kompleksu łupków łyszcz kowych w stosunku do foliacji w gnejsach bystrzyckich. Również inte sekcja (omawiana w następnym rozdziale) wskazuje, że gnejsy na ty odcinku graniczą dyslokacyjnie z kompleksem łupków łyszczykowych.

Pozostaje do omówienia kontakt tej strefy łupków z gnejsami b strzyckimi otulającymi ją od północy i od południowego wschodu w cze ci południowej zdjęcia. Otóż w pn.-zachodniej części zdjęcia graniczy o z gnejsami bystrzyckimi wzgórza Jagodna wzdłuż linii dyslokacyjn Można ją śledzić tylko na niedużym odcinku na skutek bliskości grani państwa, którą przekracza ku zachodowi, oraz na skutek zjawiania się p krywy osadów górno-kredowych ku wschodowi.

Mapa geologiczna południowej części Gór Bystrzyckich
Geologic map of southern area of Bystrzyckie Mts.



Prekambr: *1* gnejsy bystrzyckie, *2* skały gabroidalne, *3* kwarcyty i łupki kwarcytowe, *4* łupki łyszczykowo-kwarcytowe, *5* łupki łyszczykowe i paragnejsy, *7* amfibolity, *7* wapienie krystaliczne, *8* skały wapienno-krzemianowe. Waryscyjski cykl diastroficzny: *9* kataklazyty, *10* żyły lampfirowe. Górna kreda: *11* piaskowce i łupki ilaste

Oznaczenia tektoniczne: *a* dyslokacje saksońskie i bliżej nieokreślone, *b* waryscyjskie linie tektoniczne, *c* waryscyjskie linie tektoniczne, odnowione w ruchach saksońskich, *d* kaledońskie linie tektoniczne, *e* granice wydzieleń, *f* bieg i upad foliacji, *g* bieg i upad fałdów ciągnionych oraz kierunek ich pochylenia, *h* bieg i upad lineacji, bieg i upad drobnych fleksur oraz kierunek ich pochylenia

Pre-Cambrian: *1* Bystrzyca gneisses, *2* gabbroidal rocks, *3* quartzites and quartzitic schists, *4* mica-quartzitic schists, *5* mica schists and paragneisses, *6* amphibolites, *7* crystalline limestones, *8* silicate limestones. Hercynian diastrophic cycle: *9* cataclasites, *10* lamprophyre veins. Upper Cretaceous: *11* sandstones and argillaceous shales

Tectonic signs: *a* Saxonian dislocations; others closely indeterminate, *b* Hercynian tectonic lines, *c* Hercynian tectonic lines rejuvenated during Saxonian movements, *d* Caledonian tectonic lines, *e* boundaries of differentiated areas, *f* strike and dip of foliation, *g* strike and dip of drag folds and their inclination trend, *h* strike and dip of lineation, *i* strike and dip of minute flexures and their inclination trend

Zachowanie się omawianej dyslokacji jest dość osobliwe. Intersekcja wskazuje, że przebiega ona zgodnie z pierwotną płaszczyzną oddzielającą kompleks łupków łyszczykowych od gnejsów bystrzyckich. Pomiary foliacji w gnejsach bystrzyckich przebiegają NWW-SEE z upadem ku SSW. Pomiary foliacji w strefie kompleksu łupków łyszczykowych posiadają również przebieg NNW-SEE, lecz z upadem ku NNE; śledzone jednak ku południowi zmieniają upad na SSW. Upad ten jest charakterystyczny dla całej przyległej części łupków łyszczykowych. Przytoczone obserwacje pozwalają interpretować tę linię dyslokacyjną, jako nasunięcie kompleksu łupków łyszczykowych na gnejsy bystrzyckie wzdłuż powierzchni pierwotnego kontaktu.

W okolicy Kamieńczyka strefa łupków łyszczykowych graniczy od południowego wschodu z gnejsami bystrzyckimi, według moich obserwacji również wzdłuż linii dyslokacyjnej. Obserwacje dokonane wzdłuż kontaktu obu mas skalnych wykazały, że foliacja w łupkach łyszczykowych jest zgodną z jego przebiegiem, natomiast w gnejsach bystrzyckich układa się do niego pod pewnym kątem. Dyslokacyjny charakter granicy gnejsów i łupków w okolicy Kamieńczyka zdaje się znajdować również potwierdzenie w przebiegu lineacji, która w kompleksie łupków łyszczykowych zanurza się ku SSW, a w gnejsach bystrzyckich ku NNE.

Pozostały jeszcze do omówienia dwie mniejsze strefy kompleksu łupków łyszczykowych, z których jedna biegnie od Niemojewa do Czerwonego Strumienia, a druga od Mostowic do południowych stoków wzgórza Jagodna. Zarówno jedna jak i druga strefa jest bardzo słabo odkryta, tak że o ich stosunku do otaczających gnejsów nic obowiązującego powiedzieć nie można.

Należy zaznaczyć, że łupki łyszczykowe strefy Niemojów—Czerwony Strumień wykazują miejscami obecność kwarcytów, jednakże tylko wzdłuż swej pn.-wschodniej granicy, która wydaje się być pierwotna. Gnejsy okalające tę strefę od południowego zachodu są, zdaje się, na nią nasunięte. Nasunięcie to tłumaczyłoby wyraźne objawy kataklazy, które obserwujemy w gnejsach odsłaniających się tu jedynie w formie gruzu wśród zwietrzeliny.

Opis strefy łupków łyszczykowych Mostowice — Jagodna pomijam w niniejszej publikacji, ponieważ zdjęcie jej nie jest jeszcze ukończone. Można jedynie nadmienić, że strefa ta, podobnie jak poprzednia, jest przefałdowana z większymi lub mniejszymi masami gnejsów bystrzyckich i została poprzesuwana wzdłuż poprzecznych uskoków.

Foliacja

Foliacja widoczna jest zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych, jak i w gnejsach bystrzyckich. W łupkach łyszczykowych jednakże

zaznacza się ona wyraźniej i wykazuje pewne zróżnicowanie. Jeżeli roz patrzymy foliację w kompleksie łupków łyszczykowych okolicy Różank Gniewoszowa i Poniatowa, okaże się ona, poza nielicznymi przypadkam mniej więcej zgodna z przebiegiem poszczególnych odmian litologiczny budujących tę strefę. Inaczej przedstawia się foliacja strefy Niemojów — Czerwony Strumień. Tutaj zaznacza się jej wtórny charakter. Zjawisk to szczególnie wyraźnie występuje w łupkach łyszczykowych bogatyc w laminy leukokratyczne. Obserwowane laminy są ułożone w fałdy izo klinalne o małych amplitudach. Foliacja skały na odcinku skrzydeł tyc fałdów jest zgodna z przebiegiem lamin leukokratycznych, w strefach za skrętów antyklinalnych i synklinalnych układa się do nich pod kątem.

Przebieg foliacji na badanym terenie jest dość charakterystyczny Na obszarze położonym między Kamieńczykiem a Mostowicami foliacj tworzy łuk wypukły ku NE, który w części północnej zdjęcia geologicz nego posiada azymut około 110°, a w części południowej — około 200° Na odcinkach pośrednich azymuty są pośrednie. Upad foliacji skierowan jest do wnętrza łuku.

Inaczej przedstawia się przebieg foliacji w gnejsach bystrzyckich po łożonych na południowy wschód od Kamieńczyka. Tutaj foliacja tworz również łuk, lecz wypukły na N z upadem na zewnątrz łuku.

Obserwacje drobnych struktur pochodzenia tektonicznego

Obok wyraźnie zaznaczającej się foliacji w skałach zbadanego ob szaru występuje szereg drobnych struktur pochodzenia tektonicznego. S to: lineacja, fałdy ciągnione i drobne fleksury.

Lineacja

Obserwowana lineacja wyraża się zazwyczaj zmarszczkowaniem n powierzchniach foliacji oraz linijnym wyciągnięciem minerałów. Je orientacja jest dość charakterystyczna i w zestawieniu z podanymi ob serwacjami geologicznymi dostarcza cennego materiału w interpretacj tektoniki Gór Bystrzyckich.

Lineacja północnej części badanego obszaru (okolica Rudawy i Po ręby) ma azymut około 180°. Przebiega ona tutaj pod kątem zbliżonym do prostego względem biegu foliacji, dlatego też posiada duży upad — o 20° do 40° ku S. Bieg foliacji śledzony ku południowi wykazuje stopnio wą zmianę kierunku poprzez azymuty 190°, 200° do 215° w okolicy Ka mieńczyka. Tej zmianie kierunku lineacji towarzyszy zmiana kąta upadu na coraz to mniejszy tak, że na obszarze położonym między Czerwonym Strumieniem a Kamieńczykiem kąt ten wynosi zaledwie 5°.

W gnejsach bystrzyckich położonych na południowy wschód od Ka

mieńczyka lineacja posiada azymut około 30° i zapada ku NE pod kątem 20° do 60°.

Tak zorientowana lineacja w południowej części zdjęcia świadczy o istnieniu podłużnej linii dyslokacyjnej wśród utworów metamorficznych okolicy Kamieńczyka.

Dzisiejszy stosunek foliacji do lineacji w okolicy Poniatowa, Rudawy i Poręby należy wiązać raczej z przebudową tektoniczną tego obszaru. Starsze, południkowo przebiegające struktury tektoniczne, które powstały w strefie głębokiej przez kompresję równoleżnikową, zostały tu poddane później, w wyższym poziomie intersekcyjnym, kompresji południkowej, przy której foliacja została ustawiona prawie równoleżnikowo, podczas gdy lineacja zachowała na ogół swój pierwotny kierunek.

Fałdy ciągnione

Ten typ drobnych struktur stwierdza się przede wszystkim w strefach kompleksu łupków łyszczykowych. Wśród zaobserwowanych fałdów można mówić o pewnym zróżnicowaniu. Zróżnicowanie to nie wskazuje jednak na różną ich genezę, lecz polega jedynie na skali wielkości poszczególnych fałdów. Wszystkie bowiem tego rodzaju drobne struktury, począwszy od wielkości milimetrowych, aż do metrowych włącznie, mają ten sam przebieg i charakter budowy. Co więcej, wykazują one ścisły związek z lineacją, wyrażający się przede wszystkim zgodnym przebiegiem osi tych struktur. Ponadto nigdzie nie zaobserwowałem ostrej granicy między drobnymi fałdami ciągnionymi a lineacją, która jest końcowym efektem drobnego i silnego zmięcia lamin. Przeciwnie — struktury te śledzone w przekroju poprzecznym do ich przebiegu wykazują stopniowe przejście jednych w drugie. Tego rodzaju zjawisko przemawiałoby za wspólną genezą i wiekiem lineacji i fałdów ciągnionych.

Fałdy ciągnione omawianego obszaru występują głównie w kompleksie łupków łyszczykowych, biegnących szeroką strefą przez środkową część zdjęcia geologicznego. Kompleks ten na pograniczu z gnejsami bystrzyckimi otulającymi go od SW posiada fałdy ciągnione o przebiegu zbliżonym do południkowego i obalone ku zachodowi (okolica Różanki i Gniewoszowa). W części północnej tego kompleksu na pograniczu z gnejsami okolicy Rudawy fałdy ciągnione mają również kierunek południkowy, lecz obalone są ku wschodowi.

Tak zorientowane fałdy ciągnione tej strefy mogłyby być interpretowane jednoznacznie w przypadku udokumentowanej wergencji na tym obszarze.

Według poglądu O. Kodyma i J. Svobody (1948) na kierunki fałdowań w Sudetach, na obszarze tym należy przyjąć wergencję zachodnią. Przy takiej wergencji kompleks łupków łyszczykowych z opisanymi fał-

dami ciągnionymi należałoby traktować jako jądro fałdu nasuniętego o wschodu z zanurzającym się skrętem czołowym. Gnejsy bystrzyckie otu lające tę strefę leżałyby wówczas w synklinach. Tak podany obraz tekto niczny jest bardzo skomplikowany i niejasny.

Znaczniej prostszy i bardziej zrozumiały obraz budowy geologiczne badanego obszaru otrzymamy, przyjmując dla Gór Bystrzyckich wergen cję wschodnią, którą przyjmuje również F. Pauk (1953). Przy takim uję ciu omawiana strefa łupków łyszczykowych leżałaby w synklinie, a otu lające ją gnejsy tworzyłyby partie antyklinalne.

Drobne fleksury

Tego rodzaju drobne struktury posiadają budowę jak najbardzie typową dla fleksury. Skłony fleksuralne tych struktur mają minimalna szerokość, nie przekraczającą dwóch centymetrów i są dość często pod- kreślone pęknięciem, co świadczy, że powstały one płyciej, w fazie póź- niejszej niż fałdy ciągnione. Mechanizm ich tworzenia się jest zapewne zbliżony do mechanizmu powstania fałdów ciągnionych, różne byłoby na- tomiast środowisko fizyczne w jakim powstały te dwa typy struktur Drobne fleksury tworzyły się zapewne w strefie płytszej o znacznie niż- szym ciśnieniu nadkładu, w której skały łupkowe zachowywały się jako masy dość sztywne.

Na omawianym obszarze drobne fleksury są bardzo częste. Spotyka się je zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych, jak i w gnejsach bystrzyckich. Przebieg tych struktur zbliżony jest do równoleżnikowego, a więc prostopadły do biegu lineacji i fałdów ciągnionych. Upady ich osi są skierowane ku zachodowi pod kątem bardzo zmiennym od 5° do 60°, w zależności od nachylenia płaszczyzn foliacji serii metamorficznej. Skło- ny fleksuralne opisanych struktur są zawsze zwrócone ku południowi. Tak zorientowane drobne fleksury mogły powstać jedynie w fazie góro- twórczej wywołanej naciskami idącymi od północy. Należy jeszcze dodać, że są one młodsze od lineacji i fałdów ciągnionych, gdyż jedne i drugie są przez nie zdeformowane.

Ewolucja tektoniczna południowej części Gór Bystrzyckich

Przedstawione w poprzednich rozdziałach obserwacje geologiczne świadczą o wielkim bogactwie i różnorodności zjawisk tektonicznych w metamorfiku Gór Bystrzyckich. Tak złożona tektonika, jak wskazał H. Teisseyre (1956) dla Sudetów w ogóle, może być wywołana jedynie szeregiem faz górotwórczych działających w różnych kierunkach oraz w różnych głębokościach i środowiskach fizycznych. Nic więc dziwnego, że obecny obraz geologiczny jest trudny do odczytania, jest on bowiem

wynikiem wielofazowej przebudowy pierwotnych struktur tektonicznych. Rozwiązanie budowy geologicznej badanego obszaru musi być zatem oparte na rekonstrukcji poszczególnych faz górotwórczych, którym uległ ten rejon.

Dotychczasowe wyniki badań pozwalają odczytać ewolucję tektoniczną Gór Bystrzyckich tylko częściowo Jest rzeczą oczywistą, że rekonstrukcja deformacji przynależnych do danej fazy będzie tym trudniejsza im będą starsze jej założenia. Również należy się liczyć z tym, że pierwotne założenia Gór Bystrzyckich uległy w różnym stopniu zatarciu przez późniejsze deformacje.

Na podstawie dotychczasowych badań terenowych można dla Gór Bystrzyckich wyznaczyć następstwo zjawisk tektonicznych i nawiązać je do ogólnie przyjętych faz:

I. Faza poprzedzająca proces granityzacji.

II. Faza, z którą wiąże się granityzacja.

III. Faza przeobrażająca produkty granityzacji.

IV. Faza zaznaczająca się przebudową elementów tektonicznych powstałych w fazie trzeciej.

V. Faza dająca wyłącznie odkształcenia dysjunktywne.

Opis i znaczenie tych faz podane są poniżej.

Faza I. Dla fazy tej należy przyjąć wiek prekambryjski, bliżej nie określony. Spowodowała ona sfałdowanie osadowej serii łupkowej oraz jej wstępną metamorfozę. Przy dzisiejszych metodach badań odtworzenie stylu tektoniki związanej z tą fazą wydaje się niemożliwe.

Faza II. Dalsze przefałdowania Gór Bystrzyckich również wieku prekambryjskiego spowodowały, że elementy tektoniczne, obecnie znajdujące się na powierzchni, zostały wówczas pogrążone na znacznej głębokości i uległy, jak się wydaje, częściowo procesom granityzacji (Smulikowski 1957). Efektem tych procesów było powstanie podczas trwających wówczas ruchów górotwórczych wielkich ciał skalnych o składzie mineralnym granitów, co musiało spowodować przebudowę pierwotnej tektoniki i zatarło jej linie przewodnie.

Faza III. Jeszcze większe zmiany, tym razem natury dynamicznej, zaszły w okresie ruchów kaledońskich. Fazie tej należy przypisać największe znaczenie w historii rozwoju Gór Bystrzyckich, gdyż w znacznej mierze nadała ona im obecny styl budowy tektonicznej. Bogactwo zjawisk tektonicznych towarzyszące tym ruchom, jak foliacja, lineacja, fałdy ciągnione i partiami występująca kataklaza, świadczą o ich dużym nasileniu. Efektem tych ruchów było powstanie struktur tektonicznych o przebiegu zbliżonym do południkowego. Obecnie kierunki te zachowały się jedynie w przebiegu lineacji. Dzisiejszy obraz przebiegu poszczególnych stref kompleksu łupków łyszczykowych i gnejsów bystrzyckich daleko

odbiega od obrazu wywołanego tą fazą. Strefy te wówczas również układały się w kierunki zbliżone do południkowych. Poza tym kompleks łupków łyszczykowych środkowej części zdjęcia geologicznego łączył się z kompleksem łupków łyszczykowych okolicy Kamieńczyka. Dzisiaj te dwa wystąpienia oddzielone są od siebie dyslokacją pokredową. Również gnejsy bystrzyckie w północnej części obszaru objętego zdjęciem geologicznym łączyły się z gnejsami położonymi na SE od Kamieńczyka. Obecnie połączenie to znajduje się pod utworami górnej kredy rowu Nysy. Sprecyzowanie stylu tektoniki oraz jednostek tektonicznych związanych z tą fazą nastręcza duże trudności. Wydaje się jednak, że jednostki tektoniczne powstałe w tym okresie posiadają charakter obalonych i leżących fałdów oraz nasunięć.

Przyjmując dla tej fazy wschodnią wergencję ruchów górotwórczych, można przedstawić zarys budowy geologicznej związanej z tą fazą w sposób następujący.

Kompleks łupków łyszczykowych w środkowej części zdjęcia geologicznego (Poręba, Poniatów, Gniewoszów i Różanka) i okolicy Kamieńczyka tworzyłby partię synklinalną.

Na tle zjawisk geologicznych omawianego obszaru budowa geologiczna tej synkliny jest dość charakterystyczna. Struktury linijne zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych jak też w gnejsach bystrzyckich świadczą, że jednostki tektoniczne badanego terenu wyraźnie zanurzają się ku południowi. Ponadto liczne uskoki poprzeczne wykazują tendencję do zrzucania skrzydła południowego. Obserwacje te dowodzą, że występujące tu jednostki tektoniczne śledzone z północy ku południowi odsłaniają coraz to wyższe poziomy intersekcyjne. W takiej sytuacji wychodnie kompleksu łupków łyszczykowych tworzące tę synklinę winny rozszerzać się ku południowi. Dzieje się jednak inaczej. Synklina ta ku południowi zwęża się.

Zwężenie to można interpretować dwojako.

1° Masy gnejsowe, które na NW od Różanki leżą zgodnie na łupkach łyszczykowych, na S od tej miejscowości, w depresji, przechodzą w płaskie nasunięcie przykrywające w znacznej mierze strefę łupkową.

2° Nasunięcie istnieje na całej przestrzeni, ale w wysokim poziomie intersekcyjnym. Na pn.-zachodnim wyniesionym odcinku aż po Różankę włącznie poziom ten leży powyżej dzisiejszej powierzchni intersekcyjnej. Natomiast na południe od Różanki schodzi on poniżej tej powierzchni.

Położone na północy gnejsy bystrzyckie wzgórza Jagodna i gnejsy okolicy Kamieńczyka mieszczące się na SE od omawianego kompleksu łupków łyszczykowych stanowiłyby fragmenty tej samej partii antyklinalnej.

Gnejsy bystrzyckie Czerńca i Bochniaka również przedstawiały antyklinę, na której wzdłuż kompleksu łupków łyszczykowych strefy Niemojów — Czerwony Strumień leżą podobne gnejsy nasunięte od zachodu [1].

Faza IV. Faza ta, wieku waryscyjskiego, zaznaczyła się na badanym obszarze drobnymi fleksurami ze skłonami fleksuralnymi zwróconymi ku południowi. Powstała ona zatem w wyniku nacisków idących od północy. Z fazą tą związane jest przede wszystkim wyruszenie z pierwotnego położenie kaledońskich struktur tektonicznych, w wyniku czego układają się one równoleżnikowo (okolice Rudawy, Poniatowa i Poręby).

Powszechne dla tej fazy są również dyslokacje. Jedna z nich położona między Rudawą a Porębą zasługuje na bliższe omówienie. Posiada ona charakter nasunięcia, powstałego w wyniku wciskania się gnejsów bystrzyckich pod leżący wyżej kompleks łupków łyszczykowych, na skutek nacisków idących od północy.

Również dyslokacja biegnąca przez Kamieńczyk o kierunku NE-SW wydaje się być związana z tymi ruchami, lecz mechanizm jej tworzenia się jest trudny do odczytania, gdyż uległa ona odnowieniu w czasie ruchów pokredowych.

Intensywność ruchów waryscyjskich musiała być dość znaczna, gdyż partiami doszło do wytworzenia kataklazytów. Ruchom tym towarzyszyło również powstanie żył lamprofirowych.

Faza V. Wiek tej fazy przypada na okres pokredowy (ruchy młodosaksońskie). Faza ta wpłynęła w sposób widoczny na przebudowę starych założeń tektonicznych metamorfiku Gór Bystrzyckich.

Obserwacje geologiczne prowadzone na pograniczu metamorfiku Gór Bystrzyckich z utworami górnej kredy rowu Nysy pozwalają bliżej sprecyzować wpływ dyslokacji pokredowych na modyfikację starych założeń tektonicznych.

Przy dyslokacji biegnącej od Kamieńczyka w kierunku pd.-wschodnim utwory metamorficzne skrzydła podniesionego zapadają ku płaszczyźnie uskokowej. W strefie dyslokacyjnej widoczne jest stromsze ustawienie foliacji w utworach metamorficznych, spowodowane ciągnieniem warstw (fig. 1).

---

[1] W południowej części badanego obszaru L. Sawicki (1958) wydziela trzy jednostki tektoniczne, a mianowicie:

1. Jednostkę Niemojów-Lesica, do której zalicza wydzielony przeze mnie kompleks łupków łyszczykowych strefy Niemojów-Czerwony Strumień, oraz gnejsy bystrzyckie położone na SW od tej strefy.
2. Jednostkę Różanka-Kamieńczyk, w skład której wlicza kompleks łupków łyszczykowych okolicy Różanki i Kamieńczyka, jak również gnejsy bystrzyckie Czerńca i Bochniaka.
3. Jednostkę Boboszów-Potoczek, która obejmuje gnejsy bystrzyckie położone na SE od Kamieńczyka, oraz część gnejsów i kompleksu łupków łyszczykowych masywu Śnieżnika w okolicy Potoczka.

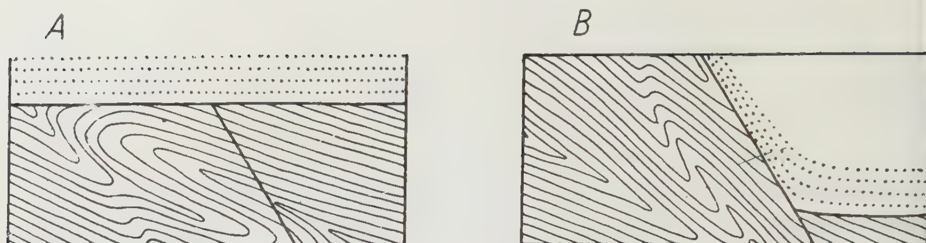


Fig. 1

Uskok normalny. Foliacja w utworach metamorficznych skrzydła podniesioneg zapada ku płaszczyźnie uskokowej

A utwory metamorficzne nie naruszone dyslokacją pokredową, B zjawisko strom szego ustawienia foliacji w utworach metamorficznych skrzydła podniesionego wy wołane ciągnieniem warstw

Normal fault. Foliation in metamorphic rocks of elevated limb dips towards th fault plane

A metamorphic rocks not disturbed by post-Cretaceous dislocation, B steepenin of foliation in metamorphic rocks of the elevated limb due to tension

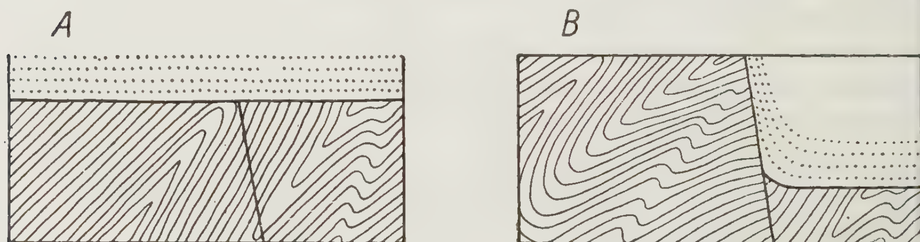


Fig. 2

Uskok normalny. Foliacja w utworach metamorficznych skrzydła podniesionego za pada w kierunku przeciwnym w stosunku do płaszczyzny uskokowej

A utwory metamorficzne nie naruszone dyslokacją pokredową, B skrzydło podnie sione utworów metamorficznych z widocznym ciągnieniem warstw, co powoduj łagodniejszy upad foliacji w porównaniu z jej pierwotnym położeniem

Normal fault. Foliation in metamorphic rocks of elevated limb dips in a directio contrary to the fault plane

A metamorphic rocks not disturbed by post-Cretaceous dislocation, B raised limb of metamorphic rocks with conspicuous tension leading to gentler foliation dip a compared with its original situation

Główna linia dyslokacyjna na odcinku na N od Poręby przedstawi uskok normalny. Utwory metamorficzne skrzydła podniesionego zapadaj tutaj w kierunku przeciwnym w stosunku do płaszczyzny uskokowej. Tak zorientowany przebieg foliacji utworów metamorficznych w stosunku d płaszczyzny uskokowej sprawia, że struktury tektoniczne skrzydła pod-

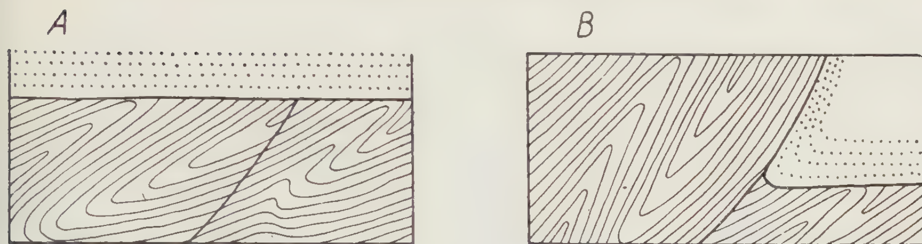


Fig. 3

Uskok inwersyjny. Foliacja utworów metamorficznych skrzydła podniesionego zapada zgodnie z płaszczyzną uskokową, lecz pod kątem nieco mniejszym

A utwory metamorficzne nie naruszone dyslokacją pokredową, *B* zjawisko przystosowania się foliacji utworów metamorficznych skrzydła podniesionego do płaszczyzny uskokowej, co powoduje stromsze ustawienie struktur tektonicznych

Inversion fault. Foliation of metamorphic rocks of raised limb dips in conformity with the fault plane but at a slightly smaller angle

A metamorphic deposits not disturbed by post-Cretaceous dislocation, *B* adjustment of foliation to the fault plane of metamorphic rocks in the raised limb, responsible for steepening of tectonic structures

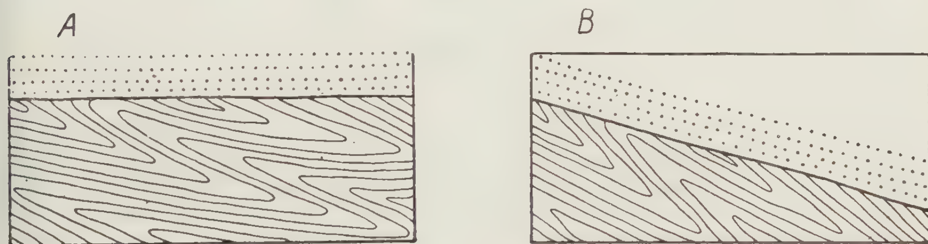


Fig. 4

A utwory metamorficzne nie naruszone ruchami pokredowymi, *B* utwory metamorficzne wyruszone z pierwotnego położenia na skutek ruchów pokredowych. W tym przypadku stromość struktur tektonicznych serii krystalicznej wzrosła

A metamorphic rocks undisturbed by post-Cretaceous movements, *B* metamorphic rocks displaced from their primary position owing to post-Cretaceous movements. In this case the steepening of tectonic structures of the crystalline series has increased

niesionego zapadają łagodniej niż pierwotnie. Zjawisko to jest również wywołane ciągnieniem warstw (fig. 2).

Dyslokacja na odcinku Różanka-Gniewoszów tworzy uskok inwersyjny. Utwory skrzydła podniesionego zapadają zgodnie z płaszczyzną uskokową, lecz pod kątem nieco mniejszym. Daje się tutaj zaobserwować przystosowanie foliacji utworów metamorficznych do przebiegu płasz-

czyzny uskokowej. W takiej sytuacji następuje stromsze ustawienie fo liacji w utworach metamorficznych skrzydła podniesionego (fig. 3).

W okolicy Kamieńczyka osady górnej kredy leżą transgresywnie n utworach metamorficznych i są wyraźnie nachylone. Zatem utwory me tamorficzne i tutaj uległy wpływom tektoniki pokredowej. Po sprowa dzeniu osadów kredowych do poziomu, biegi i upady foliacji utworów metamorficznych będą miały położenie nienaruszone ruchami pokredo wymi. Tak przeprowadzona redukcja zjawisk tektoniki pokredowej w me tamorfiku okolicy Kamieńczyka wykazała, że omawiane elementy tekto niczne przed osadzeniem się utworów kredowych miały upady dochodzą ce zaledwie do 15-20° (fig. 4).

Pracownia Sudecka
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Wrocław, w kwietniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

FISTEK J. & GIERWIELANIEC J. 1961. Objaśnienia do mapy geologicznej Sude tów, arkusz Nowa Bystrzyca. Wrocław. (w druku).

KODYM O. & SVOBODA J. 1948. Kaledonská přikrovova stavba Krknoš a Ji zerských Hor. — Sborn. Stát. Geol. Ůst. ČSR, sv. 15. Praha.

LEPPLA A. 1900. Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsge bietes der Glatzer Neisse. — Abh. Kgl. Preus. Geol. L.-A., N. F., H. 32, Berlin

OBERC J. 1957. Zagadnienie geologii metamorfiku zachodniej części Gór Bialskic i obniżenia Stronia Śląskiego. Przewodnik XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol Wrocław.

PAUK F. 1953. Poznámky ke geologii Orlických Hor a Králického Snežniku. — Věstn. Ustř. Ust. Geol.,, roč. 28. Praha.

PETRASCHECK W. 1909. Die kristallinen Schiefer des nordlichen Adlergebirgen. — Jb. K. K. Geol. R.-A.

SAWICKI L. 1958. Wstępne sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Między- górza (Preliminary report on geological research in region of Międzygórze — Middle Sudeten). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 2. Warszawa.

SMULIKOWSKI K. 1952. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The olc crystalline formation of the Sudeten Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc Géol. Pol.), t. XXI. Kraków.

— 1957. Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika. Przewodnik XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wrocław.

TEISSEYRE H. 1956. Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa (Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding). — Przegląd Geol. nr 3. Warszawa

— 1957. Budowa geologiczna okolic Międzygórza. Przewodnik XXX Zjazdu Pol Tow. Geol. Wrocław.

SŁOWNIK POLSKO-NIEMIECKICH NAZW GEOGRAFICZNYCH
(Polish-German Dictionary of Geographical names)

Bochniak	Salz Kuppe	Masyw Śnieżnika	Glatzer Schneegebirge
Czerniec	Schwarzerberg	Mostowice	Langenbruck
Czerwony Strumień	Rothflossel	Niemojów	Marienthal
Gniewoszów	Seitendorf	Nysa Kłodzka	Glatzer Neisse
Góry Bystrzyckie	Habelschwerdter Gebirge	Poniatów	Peucker
Góry Orlickie	Adlergebirge	Poręba	Lichtenwalde
Jagodna	Heidelberg	Różanka	Rosenthal
Kamieńczyk	Steinbach	Rudawa	Stuhlseiffen
Karkonosze	Riesengebirge		

М. ДУМИЧ

НАБЛЮДЕНИЯ МЕЛКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ЮЖНОЙ ЧАСТИ МЕТАМОРФИКА БЫСТЖИЦКИХ ГОР (СУДЕТЫ)

(Резюме)

Настоящая статья содержит геологический обзор метаморфических образований Быстжицких Гор, описание взаимоотношений комплекса слюдяных сланцев и быстжицких гнейсов, а также наблюдения мелких тектонических структур. Геологическое объяснение замеченных явлений позволило воспроизвести в некоторой степени развитие тектоники исследуемого района. Здесь выделено пять горообразовательных фаз. Первые две — докембрийские. Старшая из них вызвала смятие осадочной серии в складки и её метаморфическое изменение, младшая же привела к погружению на значительную глубину пород, которые ныне находятся на поверхности. Вследствие этого возникли громадные геологические тела по минеральному составу не отличающиеся от гранитов. Третья фаза — каледонского времени придала Быстжицким Горам сегодняшний стиль геологического строения. Результатом этих движений было возникновение тектонических структур с меридиональным направлением. Тектонические элементы возникшие в этой фазе были перестроены во время варисцийского и саксонского движений.

M. DUMICZ

NOTES ON MINOR TECTONIC STRUCTURES IN THE SOUTHERN PART OF THE METAMORPHIC OF THE BYSTRZYCKIE MTS. (SUDETEN)

ABSTRACT: The Pre-Cambrian metamorphic rocks in the Bystrzyckie Mountain: consisting of mica schists and Bystrzyca gneisses, have experienced strong tectoni deformations. Observations of the mutual relation of these two metamorphic com plexes and minor tectonic structures (foliation, lineation, drag folds and minut flexures) have led to the determination of the number and sequence of phases in th metamorphose and tectonic deformations in the Bystrzyckie Mountains.

INTRODUCTION

The area, here geologically studied, constitutes the southern par of the Bystrzyckie Mountains, a range in the Middle Sudeten. The By strzyckie Mountains are built mainly of metamorphic rocks developed i the amphibolite facies of Pre-Cambrian age. The non-metamorphi sedimentary rocks, represented by Upper Cretaceous deposits, hav persisted here as fragments in tectonic depressions. Research work i this region is primarily concerned with metamorphic rocks.

GEOLOGICAL DESCRIPTION OF PRE-CRETACEOUS ROCKS

Two, differently aged stratigraphic units have been distinguished i the metamorphic rocks of the studied area. They are: the older comple of mica schists and the younger complex of Bystrzyca gneisses.

Mica schists complex

This complex represents here different varieties of mica schists mostly feldspathised, passing into paragneisses. Amphibolites, crystallin limestones and quartzites are frequent.

Amphibolites are usually fine-grained, only occasionally with the gabbroidal type of structure. Their contact with the mica schists is not always sharp. Moreover, biotitisation of amphibolites is noted on the contact of these two rock varieties.

Crystalline limestones are fine- to coarse-grained, with sporadical biotite and muscovite flakes. The presence of diopside has been ascertained on their contact with the Bystrzyca gneisses.

Quartzites and quartzite schists are mostly fine grained and laminated. Concentrations of minute muscovite and biotite flakes are encountered, as well as sporadical porphyroblastic feldspars.

Stratigraphically the quartzites and quartzite schists are not known, similarly as amphibolites and crystalline limestones. In relation to the adjacent rocks the quartzites and quartzite schists occupy here a rather characteristic position. They are distinctly predominant on the boundary between the Bystrzyca gneisses and the mica schists. Moreover they are frequently encountered as relicts in the Bystrzyca gneisses. Hence the inference that, under certain geological conditions, the range of metasomatic granitisation of the primary sedimentary series may have been adjusted to the presence of major quartzite series.

Bystrzyca gneisses

The magmatic origin of these rocks has been questioned on evidence of recent studies of K. Smulikowski (1957) on analogous rocks of the Śnieżnik Massif. The Śnieżnik gneisses, thus far regarded as typical magmatic rocks, have now been proved to owe their origin to a great extent to the metasomatic granitisation of the mica schists complex.

The Bystrzyca gneisses display a rather monotonous mineral composition and variable texture. On the boundary with the mica schists complex these rocks show the presence of quartzite and mica schist inclusions, arranged in agreement with foliation. Megascopically some of the studied varieties of the Bystrzyca gneisses resemble the gneisses of Gierałtów known from the Śnieżnik Massif.

TECTONICS

The metamorphic rocks of the here considered area have not been stratigraphically determined. This causes notable difficulties in the establishment of their geological structure. Field observations of geological phenomena, particularly of minute structures, together with intersection have led to a preliminary knowledge on the tectonics here.

Relation of mica schists complex to Bystrzyca gneisses

The most important occurrence of the mica schist complex stretches in a wide belt over the central portion of the geological map. Its southern extension occurs in the vicinity of Kamieńczyk. The belt arcuates gently to the north-east, sinking into the inside of the arch. Its contact with the Bystrzyca gneisses situated in the south-eastern part is tectonic between Kamieńczyk and Różanka but primary NW of Różanka.

The boundary of this belt with the Bystrzyca gneisses in the Jagodna hill and in the vicinity of Kamieńczyk bears a dislocating character.

Two minor areas of the mica schist complex have not yet bee mentioned. One of them stretches from Niemojów to Czerwony Strumień Its position has been ascertained to be tectonic. The other area extend between Mostowice and the slopes of the Jagodna hill. Its relation to th Bystrzyca gneisses has not as yet been cleared up. It may, however, b stated that it is monoclinically folded with the gneisses.

Foliation

Foliation is observable within all varieties of metamorphic rocks but particularly distinctly in the mica schists. Its course in the studie terrain is rather peculiar. Within the area situated between Kamieńczy and Mostowice the foliation forms an arch bending NE. In the norther portion of the geological map the arch is with a 100° asimuth, while i the southern part the asimuth is one of 200°, with intermediate asimut values intervening. The foliation dip is directed to the inside of the arch Within the Bystrzyca gneisses, SE of Kamieńczyk, the course of th foliations differs. There it is likewise arcuate but domed to the N an sinking outside of the arch.

Observations of minor tectonic structures

Besides foliation the following minor tectonic structures have bee encountered during field work: lineation, drag folds and minute flexures

Lineation

Lineation is mostly expressed by crumpling on foliation planes and by linear extension of minerals. In the northern part of the geologic ma the asimuth is approximately 180°, when traced southwards it graduall changes direction through the 190° and 200° asimuth to that of 215°.

In the Bystrzyca gneisses, SE of Kamieńczyk, lineation has a approximately 30° asimuth and a NE dip. Lineation in the studied area thus oriented in relation to foliation, suggests tectonic re-building of this terrain.

Drag folds

The course of drag folds in the studied area agrees with lineation Drag folds are encountered mostly in the mica schist complex forming a wide belt in the central part of the geologic map. At the boundary with the Bystrzyca gneisses mantling it from the SW this complex contains drag folds which are nearly meridional and overturned to the west. In

the northern part of this complex the drag folds likewise have a meridional trend but they are overturned to the east.

In view of the widely accepted western direction of folding in this area the mica schist complex, together with the described drag folds, ought to be regarded as the core of the fold overthrusting from the east with sinking anticlinal (frontal) bend. A much simpler concept of the geological structure of the Bystrzyckie Mountains would ensue from the supposition of an eastern direction of folding. On this hypothesis the studied mica schist belt would be situated in the syncline, while gneisses mantling it would constitute the anticlinal portions.

Minute flexures

The flexural slopes of these structures are of slight width not exceeding two centimetres. They are fairly often emphasised by cracks. Within the studied area minute flexures are extremely frequent. They have a sub-equatorial course, hence they are vertical to lineation and to drag folds. The flexural slopes of these structures always look south. Thus oriented minute flexures may have been formed solely during an orogenic phase due to pressures from the north. It ought to be added that they are younger than lineation and drag folds since they are responsible for their formation.

Tectonic evolution of the southern part of the Bystrzyckie Mountains

On the basis of the so far undertaken field studies the sequence of tectonic events in the Bystrzyca Mountains may be determined and connected with the generally accepted phases. The following remarks concern the sequence and character of these phases:

Phase I is referable to the Pre-Cambrian, without closer age determination. It is responsible for the folding and metamorphism of the sedimentary series. The reconstruction of tectonics connected with phase I does not seem feasible by present research methods.

Phase II. Further folding of the Bystrzyckie Mountains, likewise of Pre-Cambrian age, caused considerable depth of the subsidence and partial granitisation of the now surficial tectonic elements. Formation of extensive rock-bodies, with mineral composition similar to that of granites, resulted from these processes.

Phase III. Still greater tectonic disturbances, now of dynamic nature, occurred during the Caledonian movements. They resulted in the formation of structures with sub-meridional direction. At the present these directions are preserved in course of lineation only. Tectonic units formed during that period bear the character of overturned and recumbent

folds and overthrusts. If the eastern direction of folding is here accepted, the geological structure pattern to be associated with this phase might reasonably be as follows: the mica schist complex in the central part of the geologic map and in the vicinity of Kamieńczyk would constitute the synclinal portion. South of Różanka this is to a large extent covered by gneisses overthrusting from the west. The Bystrzyca gneisses lying N and SE of this complex would be fragments of the same anticlinal area. Today these two occurrences are separated from each other by a Post-Cretaceous dislocation. The Bystrzyca gneisses contacting on the south-west with that syncline would constitute an anticlinal series overlaid, along the belt Niemojów — Czerwony Strumień mica schists, by gneisses overthrust from the west.

Phase IV is probably Hercynian. It is associated with the rebuilding of old tectonic structures of Caledonian age, responsible for their equatorial arrangement. Tectonic dislocations and shearing off are frequent in this phase, particularly on the boundary between the mica schist complex and the Bystrzyca gneisses. The movements here must have been of great intensity since cataclasites have been locally formed. They are also to be associated with the formation of lamprophyre veins.

Phase V is referable to the Post-Cretaceous (Young Saxonian movements). During it the Bystrzyckie Mountains were raised to considerable height and re-built. This is most conspicuous in the faulted areas where we may observe various deformations of metamorphic rocks (figs. 1-4).

Sudeten Station
of the Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Wrocław, April 1959

A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

VOL. X 1960 No. 1

BARBARA i JERZY DONOWIE

Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa

STRESZCZENIE: W NE części rowu Nysy (Ziemia Kłodzka) koło Idzikowa i Waliszowa autorzy prześledzili w utworach górno-kredowych wyraźną brachysynklinę. Jest ona ograniczona ze wszystkich stron uskokami, wzdłuż których utworzyły się fleksury, podkreślające budowę brachysynklinalną tej jednostki. Ewolucja jej była długotrwała. Ruchy zapadliskowe rozpoczęły się pod koniec turonu i trwały prawdopodobnie do trzeciorzędu włącznie. Największe nasilenie ich przypada na górny emszer. Sedymentacja towarzysząca tym ruchom doprowadziła do utworzenia 900 metrów grubej serii osadów górno-kredowych. Jest to największa znana miąższość utworów kredowych na obszarze kłodzkim, gdzie przeciętnie wynosi ona 500 metrów. Moment rozpoczęcia się ruchów zapadliskowych brachysynkliny datuje zarazem ewolucję rowu Nysy. Zapadał się on grawitacyjnie wzdłuż osi dźwigającej się wielkopromiennej struktury antyklinalnej, utworzonej przez Góry Orlickie i Bystrzyckie oraz masyw Śnieżnika. Podnoszenie się tej struktury wyprzedzało ewolucję rowu Nysy i rozpoczęło się już w środkowym turonie. Po utworzeniu się rowu grawitacyjnego, wzmagająca się kompresja doprowadziła do zwiększenia się stromości lub przewalenia fleksur brzeżnych oraz do tworzenia się lokalnych nasunięć utworów metamorficznych na warstwy kredowe.

WSTĘP

Praca niniejsza oparta jest na szczegółowych zdjęciach geologicznych, wykonanych przez autorów w latach 1956-1958. Obejmuje ona ponad 50 km² obszaru okolic Idzikowa i Waliszowa, miejscowości położonych na wschód od Bystrzycy Kłodzkiej.

Północna część zdjęcia, opracowana przez Barbarę Don, publikowana była w materiałach XXX Zjazdu PTG (Radwański, Schmuck & B. Don 1957). Pozostały obszar skartował Jerzy Don.

Zdjęcia te stanowią pierwsze szczegółowe opracowania kartograficzne utworów kredowych i metamorficznych omawianego terenu. Wykonane zostały na podkładach topograficznych w skali 1:10 000, powiększonych z arkuszy Ołdrzychowice Kłodzkie i Wilkanów.

Przy opracowaniu kameralnym korzystaliśmy z cennych wskazówek i krytycznych uwag prof. dr H. Teisseyre'a, za co składamy serdeczne podziękowanie.

Część ogólna

Budowa geologiczna rowu Nysy, wypełnionego utworami górnej kredy, nie jest dotąd dokładnie zbadana. Szczególnie słabo opracowana jest wewnętrzna tektonika tej wielkiej i ważnej jednostki geologicznej, wciśniętej między masyw krystaliczny Śnieżnika i krystalinik Gór Bystrzyckich i Orlickich. Dotychczasowe publikacje obejmują fragmentaryczne wycinki tego obszaru i zajmują się wybranymi zagadnieniami, a szczególnie stratygrafią utworów kredowych.

Niniejsza praca, będąca częścią prowadzonych obecnie zdjęć kartograficznych na terenie rowu Nysy, obejmuje jeden z ciekawszych pod względem sedymentacji i tektoniki obszarów tej jednostki. Jest to obszar okolic Idzikowa i Waliszowa, miejscowości położonych w pn.-wschodniej części rowu Nysy, gdzie zachowały się najwyższe ogniwa utworów kredowych Ziemi Kłodzkiej, znane „zlepieńce idzikowskie".

Obszar omawiany tworzy pod względem morfologicznym i geologicznym zwartą jednostkę, ograniczoną ze wszystkich stron uskokami i mającą kształt rombu (fig. 1). Od wschodu i północnego wschodu są to morfologiczne uskoki brzeżne, zbiegające się we wsi Nowy Waliszów pod kątem rozwartym około 135 stopni, oraz odkryte przez autorów, równoległe do nich uskoki wewnątrz rowu Nysy, zbiegające się pod tym samym kątem tuż na wschód od Bystrzycy Kłodzkiej, a ograniczające omawiany obszar od zachodu i południowego zachodu.

Budowa geologiczna tak wydzielonej podrzędnej jednostki rowu Nysy jest jednolita, tworząc wyraźną brachysynklinę o osi SSE-NNW, biegnącej przez Idzików i Waliszów. Ponieważ najgłębszy punkt tej brachysynkliny znajduje się bezpośrednio na północ od Idzikowa, proponujemy w dalszym ciągu dla jednostki tej nazwę brachysynklina Idzikowa.

Scharakteryzowaną w ten sposób ogólnie budowę geologiczną podkreśla bardzo wyraźnie młoda rzeźba morfologiczna, powstała w wyniku selektywnie działających czynników wietrzeniowych i erozyjnych, oraz wskutek dźwigania się wzdłuż uskoków brzeżnych starych masywów krystalicznych. Zatem przebieg brzeżnych linii dyslokacyjnych jest zarazem granicą dwóch jednostek morfologicznych — górskiego obszaru Grupy Śnieżnika i jej pn.-zachodniego przedłużenia w postaci pasma Krowianek, oraz stosunkowo płaskiej kotliny kłodzkiej.

Granica tych jednostek zaznacza się jako bardzo wyraźny, prosto-



Fig. 1

Szkicowa mapa brachysynkliny Idzikowa
x-x oś brachysynkliny Idzikowa

Sketch map of Idzików brachysyncline
x-x axis of brachysyncline. *I* Śnieżnik Massif, *II* Nysa graben

linijny próg morfologiczny o względnej różnicy wysokości do 350 m. Potoki spływające z górskiego obszaru Grupy Śnieżnika, tworzą na przedpolu progu morfologicznego rozległe stożki napływowe, usypane wskutek nagłego spadku siły nośnej (pl. I, fig. 1).

We wschodniej, stosunkowo płaskiej części kotliny kłodzkiej wyraźnie odróżnia się swym wzniesieniem oraz zróżnicowaną morfologią obszar brachysynkliny Idzikowa. Tę żywszą rzeźbę powierzchni obszar ten zawdzięcza zlepieńcom idzikowskim, które są odporniejsze na wietrzenie niż otaczające je piaskowce, a zwłaszcza niżej leżące iły. Zlepieńce idzikowskie zjawiają się w kilku poziomach i zaznaczają się w rzeźbie szeregiem równoległych grzęd i załamań stoków. Wyraźne grzędy morfologiczne otaczają od południa ostrym łukiem Idzików, a od północy Waliszów (pl. I, fig. 2 i 3).

Wykorzystanie tego zjawiska jako jednej z metod kartograficznych, umożliwiło prześledzenie nawet stosunkowo cienkich poziomów zlepieńców. Na podstawie tych poziomów można odtworzyć powierzchnie strukturalne, które dobrze uwydatniają wewnętrzną budowę wymienionej brachysynkliny.

Dno południowej i zachodniej części kotliny kłodzkiej, począwszy od obszaru brachysynkliny Idzikowa, jest stosunkowo niższe, bardziej płaskie i podnosi się dopiero w pobliżu brzeżnej fleksury rowu Nysy (pl. I, fig. 3). Na dużych przestrzeniach pokryte jest ono zwietrzeliną miejscową, względnie żwirowiskami, które należą do różnych poziomów erozyjnych. Dzisiejsze potoki płyną tu do Nysy Kłodzkiej dolinami, wciętymi na 30 do 40 metrów, odsłaniając często w stromych zboczach pod pokrywami żwirowymi podłoże kredowe.

STRATYGRAFIA

Skały występujące na omawianym terenie należą do dwóch serii, różniących się wiekiem i stylem budowy. Jest to metamorficzna seria algoncka i osadowa seria górno-kredowa.

Dokładną stratygrafię serii algonckiej, z której zbudowany jest masyw Śnieżnika i pasmo Krowianek pominiemy jako nieistotną dla tej pracy. W serii tej za najstarsze uchodzą łupki łyszczykowe z wtrąceniami wapieni krystalicznych, grafitów, amfibolitów i kwarcytów. W głębszych partiach ta seria suprakrustalna objęta została procesami granityzacyjnymi (Smulikowski 1957), w których wyniku powstały gnejsy gierałtowskie i gnejsy śnieżnickie. W terenie zbadanym przez autora występują one w strefach osiowych większych elementów antyklinalnych, przy czym partie jądrowe tworzą na ogół migmatyczne gnejsy gierałtowskie, otoczone gnejsami śnieżnickimi (J. Don 1958).

UTWORY GÓRNO-KREDOWE

Utwory tego okresu wykształcone są na obszarze Ziemi Kłodzkiej w facji piaszczysto-ilasto-marglistej. Powstały one w płytkim morzu szelfowym, ograniczonym lądami.

Ogólnie miąższość tych utworów nie jest duża i wynosi przeciętnie od 400 do 500 metrów. Zmienia się ona jednak, dochodząc w niektórych miejscach do 800, a nawet do 900 metrów.

Przy płytkowodnym charakterze osadów tak duże miąższości, obserwowane w niektórych partiach basenu, świadczą o ruchach synsedymentacyjnych zarówno podłoża, jak i brzeżnych jego partii. Kierunki nacisków wywołujących te ruchy oraz ich nasilenia były zróżnicowane i zmieniały się w czasie i w przestrzeni. Tak np. w środkowym turonie najsilniej zapadał się obszar Gór Stołowych, gdzie zespół osadów tego wieku osiąga miąższość do 360 metrów (Radwański 1957). Te same utwory na pozostałych obszarach basenu sedymentacyjnego wykazują mniejsze grubości. Natomiast już w koniaku obserwujemy z kolei silne przegłębienie wschodniej części rowu Nysy. Osadzające się tutaj iły idzikowskie osiągają od 350 do 500 metrów miąższości. Na tym przykładzie widzimy, że obszar górno-kredowego basenu sedymentacyjnego nie zachowywał się jednolicie w okresie swej ewolucji, ale poszczególne jego części ulegały zróżnicowanym ruchom podłoża. Ruchy te powodowały pogłębianie, względnie podnoszenie się coraz to innych partii tego basenu i były przyczyną niespokojnej sedymentacji utworów kredowych.

Ta urozmaicona sedymentacja jest odbiciem sztywnych ruchów krystalicznego podłoża, które pękało na poszczególne większe i mniejsze bloki. Przemieszczały się one względem siebie ze zmiennym nasileniem, tworząc charakterystyczną załomową tektonikę tego obszaru. Przyczynami i skutkami tych ruchów zajmiemy się szerzej w części tektonicznej.

Oprócz czynników tektonicznych zasadniczy wpływ na sedymentację utworów górno-kredowych miało środowisko morskie. W cenomanie morze wkroczyło od północnego zachodu, zalewając stopniowo dzisiejszy obszar kłodzki. Jak wynika z obserwacji ułożenia i wykształcenia transgresywnych utworów kredowych I-go cyklu sedymentacyjnego, powierzchnia przedcenomańska była stosunkowo płaska. Niewątpliwie abrazja wkraczającego morza wyrównała ją w jeszcze większym stopniu. Morze pogłębiające się aż do dolnego turonu włącznie, pozostawiło po sobie charakterystyczny cykl osadów o cechach transgresywnych, z frakcjami coraz drobniejszymi ku górze. Te młodsze drobniej uziarnione osady leżą przekraczająco na osadach starszych — grubiej ziarnistych. Świadczy to o wkraczaniu morza na coraz silniej zrównany obszar krystaliczny.

Stosunkowo spokojna sedymentacja w pogłębiającym się morzu kredowym, została zaburzona dość gwałtownie w środkowym turonie. Pojawiają się duże masy grubszego materiału detrytycznego, co świadczy o tym, że musiały wynurzyć się w tym okresie obszary dostarczające materiału klastycznego. Duża miąższość tych piaskowców w niektórych

partiach basenu odzwierciedla natomiast równocześnie odbywające się ruchy zapadliskowe.

Sedymentacja w tym okresie była bardzo niespokojna. Poziom morza ulegał wahaniom. Przyczyny tego należy szukać zarówno w zmieniającej się na skutek ruchów konfiguracji dna, jak i na skutek ogólnej zmiany poziomu wody w morzu. Nakładanie się tych dwóch czynników daje wystarczająco urozmaicony i skomplikowany obraz migracji facjalnej utworów turońskich na obszarze kłodzkim. Trudno dziś odtworzyć na podstawie niepełnych obserwacji, jaki charakter miał ten drugi cykl sedymentacyjny. Bowiem w tym okresie równocześnie z wynurzaniem się pewnych obszarów, inne ulegały zatapianiu i morze wkraczało na nie transgresywnie.

Ponieważ jednak na ewolucję tego cyklu duży wpływ miały ruchy tektoniczne, ogólny jego charakter jest raczej regresywny.

Nasilenie ruchów zapoczątkowanych w środkowym turonie spadło wyraźnie w górnym turonie i w koniaku, ale nie wygasło całkowicie. W okresie tym ulega powolnemu przegłębieniu wschodnia strona rowu Nysy. Równocześnie podnosi się powoli obszar masywu Śnieżnika. Względny ruch dyferencjalny tych dwóch sąsiadujących ze sobą obszarów przybiera powoli na sile i w górnym emszerze następuje gwałtowne wynurzenie się masywu Śnieżnika. W związku z tym tworzy się trzeci z kolei cykl osadów o charakterze już wyraźnie regresywnym.

Ponieważ osady tego cyklu najpełniej wykształcone są na obszarze brachysynkliny Idzikowa i chyba najlepiej odzwierciedlają synsedymentacyjną ewolucję załomową tektoniki obszaru kłodzkiego, omówimy je w naszej pracy stosunkowo najszerzej.

Część szczegółowa

DOLNO-TUROŃSKIE IŁOWCE MARGLISTE I-GO CYKLU SEDYMENTACYJNEGO

Do I-go cyklu sedymentacyjnego (cenomańsko-dolno-turońskiego) zaliczamy zlepieńce i piaskowce cenomańskie, występujące jedynie w zachodniej części rowu Nysy, oraz dolno-turońskie iłowce i mułowce margliste, obejmujące swym zasięgiem również wschodnią część rowu Nysy.

Najstarszym poziomem I-go cyklu sedymentacyjnego na terenie brachysynkliny Idzikowa są zatem iłowce margliste i margle (plener dolny), występujące wzdłuż wschodniego uskoku brzeżnego rowu Nysy (pl. I, fig. 1). Mają one kolor stalowo-niebieski, są bardzo zwięzłe i twarde, a makroskopowo przypominają do złudzenia bazalt. Zawierają dużą ilość składników ilastych, spojonych kalcytem i krzemionką, której ilość dochodzi w niektórych partiach do 50%.

Pod mikroskopem widoczne są ponadto małe skupienia glaukonitu, nieliczne spikule gąbek oraz inne szczątki organiczne. Przy braku wy-

raźnego warstwowania, łupią się one nieregularnie, co wraz z silnym ich spękaniem utrudnia dokonanie pomiarów.

Podczas wietrzenia ulega wyługowaniu węglan wapnia z partii zewnętrznych poszczególnych bloków. W miejscach tych tworzą się sferyczne i porowate skorupy ilaste, spojone krzemionką. Są one jaśniejsze, barwy szarej lub brunatnej. Margle tego poziomu zawierają bardzo nieliczne szczątki fauny, na ogół nieoznaczalnej na skutek silnego spękania skały.

Ku stropowi pojawiają się coraz częstsze wkładki ilaste i margiel przechodzi stopniowo w łupek ilasty, partiami nieco piaszczysty.

Miąższość tych utworów nie da się dokładnie określić. Na terenie zbadanym występują one bowiem wzdłuż uskoku brzeżnego rowu Nysy, a ich miąższość jest niewątpliwie zredukowana na skutek odkłucia od podłoża i fleksuralnego zagięcia wzdłuż powierzchni uskokowej. Upady warstw wahają się od 40° do 90°. Szerokość wychodni nie przekracza 100 metrów.

Mimo swej zwięzłości i odporności iłowce margliste tego poziomu występują wyjątkowo w odkrywkach. Tłumaczyć to należy ich silnym zaangażowaniem tektonicznym w brzeżnej strefie uskokowej.

W opisywanych utworach występują jedynie nieliczne skamieniałości. Na podstawie znajdowanego w nich małża *Inoceramus labiatus* zaliczono je do dolnego turonu. O wieku tych utworów wnioskować można również pośrednio — leżą one pod piaskowcami środkowo-turońskimi, rozpoczynającymi drugi cykl sedymentacyjny, a należącymi do poziomu *Inoceramus lamarcki*. We wschodniej stronie rowu Nysy nie tworzą one z piaskowcami zazębień facjalnych.

Ciekawym zagadnieniem jest sprawa podłoża margli dolno-turońskich. Na zbadanym terenie obcięte są one od strony wschodniej uskokiem, który utworzył się wzdłuż fleksuralnego przegięcia utworów kredowych na brzegu masywu Śnieżnika. Na całej długości tego uskoku od Waliszowa do Międzylesia pomiędzy omawianymi marglami a utworami metamorficznymi brak jest innych ogniw stratygraficznych.

Fakt ten pozwala przypuszczać, że margle leżały również pierwotnie bezpośrednio na masywie Śnieżnika, a odkłute zostały od swego podłoża jedynie wzdłuż fleksuralnego przegięcia.

Za tym, że margle leżały pierwotnie na masywie Śnieżnika przemawia również lokalna obecność w ich spągu bloczków i otoczaków gnejsów podłoża, co zostało zaobserwowane na południe od Międzygórza przez prof. H. Teisseyre'a (wiadomość ustna). Oprócz tego wiadomo, że utwory cenomańskie wyklinowują się ogólnie ku wschodowi i ostatnie ich odsłonięcia znane są koło wsi Mielnik na południe od Kłodzka.

Transgredujące morze zastało na obszarze Śnieżnika silnie zrównaną powierzchnię morfologiczną. Deniwelacje tej powierzchni nie przekraczały

miąższości margli dolno-turońskich. O stosunkowo silnym speneplenizowaniu masywu Śnieżnika w tym okresie świadczy również brak wyraźnego transportu materiału detrytycznego ze wschodu i osadzanie się margli bezpośrednio na trzonie krystalicznym.

DRUGI CYKL SEDYMENTACYJNY

Do II cyklu sedymentacyjnego (środkowo-turońsko-koniackiego) zaliczamy utwory środkowego i górnego turonu oraz koniaku. Rozpoczyna się on sedymentacją jasnoszarych nierównoziarnistych piaskowców kwarcowych i arkozowych, nazywanych środkowymi piaskowcami ciosowymi lub też piaskowcami z Bystrzycy i Długopola Zdroju. Piaskowce te, przechodzące partiami w zlepieńce, mają ostrą granicę z leżącymi niżej łupkami i marglami ilastymi. Przeławicenia zlepieńcowate zawierają otoczaki o średnicy do 1 cm. Ilość otoczaków kwarcu przekracza w nich 90 procent. Są dobrze obtoczone i pochodzą prawdopodobnie z przemycia jakichś starszych skał osadowych. Jest ciekawe, że nie spotyka się wśród nich otoczaków, składających się z materiału krystalicznego, tworzącego masyw Śnieżnika.

W piaskowcach tych partie zlepieńcowe występują w okolicy Nowego Waliszowa i wyklinowują się w kierunku południowym. Również w tym kierunku pojawia się w piaskowcach oprócz kwarcu większa ilość skaleni i piaskowce stają się stopniowo bardziej drobnoziarniste i arkozowe. Lepiszcze piaskowca i zlepieńca jest kaolinowo-krzemionkowe, miejscami żelaziste. W stropie występują partie drobnoziarniste, często piaszczysto-ilaste, bogate w glaukonit, rozmieszczony nierównomiernie i przy większych skupieniach nadający skale odcień zielonkawy.

Piaskowce kwarcowe są odporne na wietrzenie, dzięki czemu tworzą wyraźny, ale niezbyt wysoki grzbiet morfologiczny, ciągnący się wzdłuż wschodniego uskoku rowu Nysy. Miąższość ich wynosi 50-60 m. Zapadają one pod kątem 40 do 50 stopni ku zachodowi. Po stronie pn.-wschodniej brachysynkliny Idzikowa ścięte są razem z leżącymi niżej marglami uskokiem brzeżnym, który na tym odcinku ma charakter inwersyjny. Występują tutaj wzdłuż linii uskokowej w oderwanych strzępach i pojawiają się dopiero w postaci ciągłych wychodni dalej ku NW na północ od Starego Waliszowa. Fauny oznaczalnej w omawianych piaskowcach i zlepieńcach nie znaleźliśmy. Wiek ich oznaczył F. Sturm (1900) na środkowy turon, a K. Rode (1934b) zaliczył je wraz z wyżej leżącymi marglami do poziomu z *Inoceramus lamarcki*.

Miąższość piaskowców spada w kierunku południowym. I tak, koło Krosnowic mają one około 100 m grubości, koło Waliszowa już tylko 50 do 60 metrów, a w okolicy Idzikowa miąższość ich maleje do 30 m. W Kro-

snowicach ponadto nad głównym wystąpieniem omawianych piaskowców znajduje się jeszcze drugi ich poziom 12 m gruby, wyklinowujący się również szybko ku południowi (Grocholscy 1958).

Fakty te oraz wspomniany już zanik partii zlepieńcowych w kierunku południowym wskazują na transport materiału detrytycznego z północy lub z północnego zachodu, gdzie rozmyciu uległy wypiętrzane obszary karbońskie, położone w południowym sąsiedztwie kry sowiogórskiej. Tym tłumaczy się również monogeniczny skład zlepieńców, których składniki pochodzą najprawdopodobniej z przemycia bogatych w materiał kwarcowy utworów karbońskich.

Piaskowce kwarcowe przechodzą ku górze w cienką strefę łupków ilasto-piaszczystych, na których leży poziom margli i mułowców marglistych (plener górny). Margle te ciągną się nieprzerwanym, około 50 m szerokim pasem wzdłuż wschodniego uskoku brzeżnego, a w strzępach widoczne są wzdłuż uskoku pn.-wschodniego. Występują one również na SW skrzydle brachysynkliny Idzikowa, koło Bystrzycy Kłodzkiej i ścięte są tam uskokiem bystrzyckim, przebiegającym skośnie do kierunku tej synkliny.

Margle występujące w tym poziomie są zwięzłe, twarde, „dzwoniące", a barwa ich jest stalowo-szara. Mają one wyraźną oddzielność płytową, ułatwiającą wykonanie pomiarów. W szlifie widoczne są źle obtoczone ziarna kwarcu, szczątki organiczne w postaci igiełek gąbek i prawdopodobnie otwornic, podrzędnie ziarna glaukonitu i minerałów ciemnych oraz markasytu. Wszystko to tkwi w masie kalcytowo-krzemionkowej. Miąższość margli wynosi około 30 metrów i zwiększa się ku zachodowi. W partiach stropowych przeławicają się one z iłami, co świadczy o ciągłości sedymentacji.

Iły w brachysynklinie Idzikowa tworzą około 350—500 m grubą serię i znane są pod nazwą iłów idzikowskich. Zajmują one na mapie wraz z wyżej leżącymi piaskowcami i zlepieńcami idzikowskimi powierzchniowo największy obszar, a otaczając ze wszystkich stron wychodnie piaskowców idzikowskich, podkreślają brachysynklinalną budowę tego terenu (pl. I i tabl. I).

Iły te występują w postaci łupków barwy szarej i ciemnoszarej z odcieniem zielonkawym. Łupią się nieregularnie, lub w pryzmaty o długości kilku centymetrów. Wielkość ziarn jest różna i waha się w granicach od najdrobniejszych do 0,1 mm. Składają się one głównie z minerałów ilastych, drobnych łuseczek łyszczyków, z ziarn kwarcu i nieoznaczonych ciemnych minerałów. Na zwietrzałych powierzchniach oddzielności widać większe ilości rozproszonych łyszczyków. W stropowych partiach iły zawierają liczne konkrecje pelosyderytowe o średnicy do 10 cm. Konkrecje te mają budowę sferyczną i oddzielność skorupowatą. Są one barwy rdza-

wej, czym odróżniają się wyraźnie od otoczenia. Obecność ich przemawia za spokojną sedymentacją w źle przewietrzanym i redukcyjnym środowisku wodnym. Jest możliwe, że trwające od środkowego turonu ruchy tektoniczne spowodowały odcięcie tego zbiornika od otwartego morza.

W wyższych partiach pojawiają się również coraz szersze wkładki łupków piaszczystych, a wyżej nawet piaskowców. Miąższość tych wkładek rośnie ku wschodowi, gdzie iły zastępowane są stopniowo przez piaskowce idzikowskie. W piaszczysto-ilastych partiach łupków można spotkać pewnego rodzaju piaszczyste konkrecje kuliste, o sferycznej skorupowatej oddzielności i średnicy do 1 metra. Tkwią one w normalnie warstwowanych utworach, nie wykazując w bezpośrednim sąsiedztwie żadnych zaburzeń (pl. III, fig. 2).

W górnej partii iłów piaskowce ukazują się już w licznych ciągłych poziomach, dających się prześledzić na podstawie morfologii i zwietrzeliny (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 2).

Iły idzikowskie tworzą w morfologii płaskie formy wklęsłe, czym ułatwiają kartograficzne ujęcie budowy geologicznej (pl. I). Doliny i zbocza, na których występują, są podmokłe, gdyż iły te nie przepuszczają wód opadowych. Na granicy z leżącymi wyżej piaskowcami występują ponadto liczne źródła.

Jest ciekawe, że miąższość iłów idzikowskich jest największa we wschodniej części rowu Nysy, gdzie dochodzi do 500 m. Maleje ona w kierunku zachodnim, gdzie margle ilaste ze Szczytnej (poza obrębem rowu Nysy), odpowiadające — według S. Radwańskiego (1957) — iłom idzikowskim, mają już tylko 60 do 80 metrów miąższości. Tak więc po raz pierwszy miąższość osadów kredowych większa jest po stronie wschodniej, niż miąższość w ich centralnych i zachodnich częściach basenu sedymentacyjnego. Stąd można wnioskować, że wstępne ruchy zapadliskowe rowu Nysy rozpoczęły się już w koniaku.

Iły idzikowskie, które kończą drugi cykl sedymentacyjny, należy zaliczyć, według ostatnich badań stratygraficznych Z. i S. Radwańskich (1957), oraz C. Pachuckiego (1959), do koniaku.

Jest możliwe, że spągowe partie iłów, przeławicane marglami, należą do górnego turonu, dotąd nie udokumentowanego na tym terenie paleontologicznie. Za istnieniem osadów należących do tego okresu przemawia obserwowana ciągłość sedymentacyjna utworów od środkowego turonu do koniaku, oraz brak wyraźnych niezgodności.

TRZECI CYKL SEDYMENTACYJNY (GÓRNO-EMSZERSKI)

Nad wyżej opisanymi iłami leżą zgodnie piaskowce idzikowskie. Pojawiają się one sporadycznie w stropowych, pelosyderytowych partiach

iłów w postaci cienkich wkładek, wyklinowujących się ku zachodowi. Ku górze ilość tych wkładek i ich miąższość zwiększa się. Tak więc zachowana jest tutaj ciągłość sedymentacyjna i trzeci cykl sedymentacyjny rozwija się stopniowo z cyklu drugiego. Ponadto obserwuje się ogólny wzrost frakcji ziarna ku górze, czyli odwrotnie niż w cyklach poprzednich. Jest to charakterystyczna cecha cyklów regresywnych.

Piaskowce idzikowskie są w spągowych partiach drobnoziarniste, barwy ciemnoszarej do brunatnej. Zwietrzałe przybierają kolor żółtawy. Skład ich jest bardzo urozmaicony. Oprócz ziarn kwarcu zawierają wiele skaleni, jasnego łyszczyka oraz minerały ciemne, co nadaje im charakter zbliżony do szarogłazowego i świadczy o bliskim transporcie. Grubość ziarn w piaskowcu maleje ku zachodowi, gdzie zwiększa się ilość i miąższość wkładek piaszczysto-ilastych. Oprócz tego po zachodniej stronie brachysynkliny Idzikowa widoczne są wyraźne zazębienia piaskowców z iłami idzikowskimi. Ziarno jest w piaskowcach słabo wyselekcjonowane. W kamieniołomach zauważa się często przekątne warstwowanie skierowane najczęściej ku zachodowi, co wskazuje na transport materiału piaszczystego od wschodu. Obserwowano również inne kierunki warstwowania przekątnego, co tłumaczyć można ruchliwością i płytkością środowiska sedymentacyjnego (pl. II, fig. 1; pl. III, fig. 1).

Piaskowce idzikowskie zawierają dużą ilość fauny morskiej, która jednak jest uboga w formy przewodnie. S. Radwański (1957) i C. Pachucki (1959), zalicza te piaskowce do górnego emszeru. Odpowiadają one, według S. Radwańskiego, piaskowcom ze skłonu Batorowa. W piaskowcach idzikowskich oprócz fauny spotyka się zwęglone szczątki roślin i ośródki ich owoców oraz detrytus roślinny. Obserwowaliśmy również podłużne wałki o przekroju kulistym, względnie owalnym i średnicy do 1 cm. Tworzący je materiał nie różni się od materiału skały otaczającej je. Przebiegają one w skale różnie, bardzo często poprzecznie do uławicenia. Prawdopodobnie są to ślady po zwierzętach mułożernych.

Wszystkie opisane wyżej zjawiska świadczą o postępującym spłyceniu się basenu sedymentacyjnego i o wynurzaniu się pobliskiego lądu.

Po wschodniej stronie brachysynkliny Idzikowa pojawiają się już w dolnej części piaskowców cienkie, szybko wyklinowujące się wtrącenia drobnych zlepieńców. Natomiast w środkowej i górnej partii tych piaskowców ukazują się one w licznych ciągłych poziomach, dających się prześledzić na podstawie morfologii i zwietrzeliny (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 2).

F. Sturm (1900) wydzielił te zlepieńce w samodzielny poziom stratygraficzny i zaliczył je do górnego emszeru. K. Rode (1934b) natomiast uważał, że są one facjalną odmianą piaskowców idzikowskich. Zdjęcie kartograficzne wykonane przez nas potwierdziło w pełni pogląd Rodego. Zlepieńce tworzą cały szereg wyraźnych poziomów, a niektóre z nich można

prześledzić w sposób ciągły na większym obszarze. Ilość tych poziomów jak i ich miąższość maleje gwałtownie ku wschodowi, zanikając w odległości jednego do dwóch kilometrów od wschodniego uskoku brzeżnego. Zlepieńce charakteryzują się na ogół ostrymi granicami dolnymi i przechodzą ku górze w piaskowce.

We wschodnim skrzydle brachysynkliny najbardziej wyraźny jest pierwszy, najniższy poziom zlepieńca. Tworzy on ciągły pas skałek (pl. I, fig. 2), w skład których wchodzą również znane Skałki Pasterskie znajdujące się na NE od Idzikowa (pl. II, fig. 2). Zlepieńce są



Fig. 2

Zlepieńce warstwowane przekątnie w stosunku do niżej leżących piaskowców. Odkrywka najwyższego poziomu zlepieńców występujących w osi brachysynkliny Idzikowa

Conglomerates diagonally bedded in relation to underlying sandstones. Outcropping uppermost conglomerate horizon in axis of Idzików brachysyncline

gruboziarniste, o otoczakach do 5 cm średnicy, ale znajdują się wśród nich i otoczaki o średnicy do 15 cm (pl. IV). Stopień obtoczenia ich jest bardzo różny i waha się od otoczaków o idealnym kształcie sferycznym do prawie ostrokrawędzistych bloczków. Zlepieńce są niewyselekcjonowane i niewysortowane, spojone drobnoziarnistą masą skalną o takim samym składzie jak i otoczaki. Warstwowanie zlepieńców jest często słabo widoczne (pl. IV) i wyraźniejsze na większych płaszczyznach (pl. II, fig. 2). Przekątne warstwowania obserwuje się w samych zlepieńcach rzadko, natomiast na leżących pod nimi piaskowcach osadzały się one najczęściej niezgodnie. Świadczy o tym większa stromość upadów w zlepieńcach, niż w otaczających je piaskowcach. Pięknego przykładu tego rodzaju dostarcza najwyższy poziom zlepieńców, zachowany jedynie na małej przestrzeni w osi brachysynkliny na NE od Idzikowa. Zlepieńce tworzące tutaj dużą odkrywkę wykazują upady od 30 do 35 stopni ku W, natomiast podścielające je łupki piaszczyste i piaskowce leżą na całej przestrzeni prawie poziomo (fig. 2).

Nie jest to zresztą jedyny przykład tego rodzaju przekątnego war-

stwowania, ale ze względu na położenie w osi brachysynkliny jest on najbardziej instruktywny. W związku z tym wyjaśnia się dyskutowane często pionowe, a nawet odwrócone ustawienie zlepieńców w Skałkach Pasterskich (pl. II, fig. 2), oddalonych od wschodniego uskoku rowu Nysy o około



Fig. 3

Pozorne przewalenie przekątnie warstwowanych zlepieńców idzikowskich w Skałkach Pasterskich. Rysunek wykonany częściowo na podstawie fotografii pl. II, fig. 2

Seemingly overturned flexure of diagonally bedded Idzików conglomerates in Skałki Pasterskie. Figure partly based on photo pl. II, fig. 2

700 metrów. Granica piaskowców ze zlepieńcami nie jest tam bezpośrednio odsłonięta, ale piaskowce i łupki w sąsiedztwie tych skałek wykazują upady od 60 do 70 stopni ku W. Jeżeli dodamy do tego kąta wartość przekątnego warstwowania zlepieńców, otrzymamy ich pozorne pionowe, a nawet przewalone ustawienie. Wyjaśnia to figura 3.

Przekątne warstwowanie zlepieńców w stosunku do piaskowców zanika szybko w kierunku zachodnim, gdzie można prześledzić kilkumetrowe ich ławice na dużych przestrzeniach, leżące zgodnie wśród piaskowców idzikowskich. Również stopień wysortowania i selekcja zlepieńców wzrasta w tym kierunku.

Skład zlepieńców jest bardzo urozmaicony. Procentowy udział poszczególnych składników w pierwszym poziomie zlepieńców, obliczony na podstawie szeregu pełnych analiz otoczaków ponad 1 cm średnicy przedstawia się następująco:

gnejsy masywu Śnieżnika	21
kwarc	18
porfiry	13

aplity (aplitowe odmiany gnejsów gierałtowskich)	12
kwarcyty jasne	11
granity lub sjenity	5
łupki kwarcytowo-grafitowe	4
łupek ilasty idzikowski	0 do 4
piaskowce kredowe (kwarcowe)	0 do 2
łupki krzemionkowe (zdanowskie)	2
szarogłazy	2
łupki łyszczykowe z granatami	1
nieoznaczalne	4

Skład procentowy otoczaków zmienia się w zależności od miejsca dość znacznie i analizy wykonane w odkrywkach, nawet blisko położonych, różnią się od siebie.

Ilustruje to poniższe zestawienie procentowego składu otoczaków z kilku odkrywek znajdujących się w okolicy Idzikowa:

					*
z metamorfiku Śnieżnika	gnejsy masywu Śnieżnika	31	37	10	2
	kwarcyty	14	8	6	20
	łupki kwarcytowo-grafitowe	3	6	10	2
	łupki kwarcytowe	2	4	8	2
	łupki łyszczykowe	2	2	4	6
	łupki filitowe	—	—	10	—
	kwarc	25	11	32	6
	lamprofiry	2	—	—	12
	razem	79	68	80	48
	porfiry	14	16	9	42
	sjenity, aplity, pegmatyty	4	6	4	4
	melafir	—	3	—	—
	szarogłazy kulmowe	1	2	—	—
	łupki krzemionkowe zdanowskie	—	—	4	—
	piaskowce kredowe glaukonitowe	1	2	—	—
	iły idzikowskie	—	1	1	—
	nieoznaczone	1	2	2	6
		100%	100%	100%	100%

* Najwyższy zachowany poziom zlepieńców idzikowskich.

Stopień obtoczenia 2-4, przeważa 3 (pl. IV, fig. 1).

Ogólnie obserwuje się w zlepieńcach przytłaczający udział materiału metamorficznego, pochodzącego z sąsiedniego masywu Śnieżnika. Mniejsza ilość otoczaków, i to przede wszystkim skał niezmetamorfizowanych, pochodzi z pobliskiego obszaru Gór Bardzkich i Gór Złotych: łupki zdanowskie, szarogłazy oraz porfiry i tzw. sjenity.

W składzie zlepieńców trudna jest do wyjaśnienia sprawa dużej ilości otoczaków porfirów, na ogół dobrze obtoczonych. Wielkość ich dochodzi do 15 cm średnicy. Masowo występują one w frakcji drobnej, nie uwzględnionej w analizie. Ilość otoczaków porfiru wzrasta w górnych poziomach

zlepieńców i jest większa po północnej stronie brachysynkliny. Obrazuje to poniższy skład procentowy zlepieńca z góry Podgórnik koło Nowego Waliszowa (tabl. I):

porfiry	57
kwarc	11
łupki kwarcytowe	9
gnejsy masywu Śnieżnika	6
łupki kwarcytowo-grafitowe	4
łupki łyszczykowe	2
amfibolity	2
sjenity	2
pegmatyty	2
szarogłazy	2
lamprofiry	1
nieoznaczalne	2

Otoczaki porfirów pochodzą prawdopodobnie z jakiegoś wystąpienia, położonego na północ od omawianego obszaru, gdyż procentowo największa ich ilość znajduje się w północnej części brachysynkliny Idzikowa. Jednak w tej części Sudetów między Bardem a Złotym Potokiem, względnie jeszcze dalej na wschód, nie są znane większe wystąpienia porfirów. Przypuszczenie, że pochodzą one z zakrytego dziś młodszymi osadami przedpola Sudetów, nie ma uzasadnienia.

Kartując skały intruzji kłodzko-złotostockiej oraz ich metamorficzną okrywę autor natknął się na żyły bardzo podobnych granitoporfirów grube do 15 m i tnące wspomniany masyw intruzyjny. Żyły te występują około 15 km na północ od badanego terenu. Bardzo możliwe, że granitoporfiry te przechodziły w wyższych poziomach, dziś zerodowanych w normalne porfiry i występowały w związku z tym w większych formach geologicznych, normalnych dla tego rodzaju skał.

Znalezione w zlepieńcu idzikowskim otoczaki tzw. sjenitów złotostocko-kłodzkich i skał ich zachodniej okrywy świadczą niezbicie, że masyw omawiany był erodowany i dostarczał materiału do tworzącego się zapadliska rowu Nysy.

W odkrywkach zlepieńców występujących na północ od Idzikowa znaleźliśmy otoczaki iłów idzikowskich. Mimo, że występują one sporadycznie w minimalnych ilościach, mają duże znaczenie dla wyjaśnienia rozwoju zapadliska rowu Nysy. Zbudowane są z miękkiego, nieodpornego materiału, a występowanie ich na wtórnym złożu świadczy o bardzo krótkiej drodze transportu.

Z faktu tego wynika dalej, że obszar sedymentacyjny iłów idzikowskich sięgał poza dzisiejszą krawędź rowu Nysy. Jego wschodnie partie brzeżne wypiętrzyły się i uległy erozji w czasie tworzenia się zlepieńców idzikowskich.

W związku z tym nasuwa się pytanie, czy zlepieńce osadzały się

zgodnie na swym podłożu. W odkrywkach na wschodnim skrzydle brachysynkliny obserwuje się zlepieńce leżące na rozmytych partiami piaskowcach. Widoczne są np. wyżłobienia w stropie piaskowców, wypełnione zlepieńcami.

Analizując przebieg granic utworów kredowych na mapie i w profilach w południowej części brachysynkliny Idzikowa widzimy, że miąższość piaskowców, występujących pod pierwszym poziomem zlepieńców, jest po wschodniej stronie silnie zredukowana, a rośnie szybko w kierunku zachodnim. Na południe od Skałek Pasterskich miąższość piaskowców tego poziomu została zredukowana we wschodniej części brachysynkliny miejscami nawet do 8 metrów. W odległości zaledwie 750 m na zachód od miejsca największej redukcji te same piaskowce mają już 170 m grubości. Przypuszczamy, że te różnice miąższości są natury erozyjnej.

Zlepieńce idzikowskie tworzą w piaskowcach wkładki, ciągnące się równolegle do wschodniego uskoku brzeżnego. Miąższość tych wkładek we wschodniej części jest różna i wynosi miejscami 20 do 30 metrów. Kartograficznie można wydzielić i prześledzić sześć większych poziomów zlepieńców, które wraz z malejącą szybko ku NW miąższością rozszczepiają się, a ilość ich wzrasta do dwunastu. Ogólna liczba wkładek zlepieńców była zapewne większa, gdyż stropowe partie opisywanych warstw uległy późniejszej erozji. Forma ich oraz charakter sedymentacji przy zmieniającym się składzie petrograficznym otoczaków wskazują, że są to przybrzeżne stożki napływowe.

Powstanie piaskowców i zlepieńców łączy się niewątpliwie z ruchami tektonicznymi dźwigającymi w bezpośrednim sąsiedztwie masyw metamorficzny wraz z nadkładem warstw kredowych. Ruchy te nie były jednakże jednorazowe i krótkotrwałe. Zjawiły się one już w dolnym koniaku podczas sedymentacji iłów idzikowskich i wzmagały się stopniowo w sposób skokowy. Kolejnym nasileniom ruchów odpowiadają kolejne stożki napływowe zlepieńców.

Wzdłuż tworzącej się krawędzi morfologicznej zapadał się najsilniej obszar Idzikowa, wciśnięty między zbiegające się w tej okolicy dwie strefy fleksuralne, skierowane przegięciami do siebie. W tej najbardziej zapadniętej strefie, pokrywającej się z maksymalnym dziś obniżeniem osi brachysynkliny, sedymentacja zlepieńców była najszybsza.

Drugie maksimum wzmożonej sedymentacji zlepieńców idzikowskich zaznacza się w okolicy Nowego Waliszowa. Zlepieńce osiągają tutaj znowu pokaźniejsze miąższości, a stożki ich prześledzić można na większych obszarach. Z tym właśnie maksimum związany jest największy procentowy udział otoczaków porfiru.

Omawiane zlepieńce występują na przemian z wkładkami piaskowców po części ilastych. We wkładkach tych można miejscami zaobserwo-

wać szczątki fauny morskiej. Tak na przykład bezpośrednio ponad grubym poziomem zlepieńca, występującym na zboczach wzgórz na północ od Idzikowa, leży piaskowiec ilasto-marglisty, odporny, zawierający niezwykle bogate nagromadzenie dobrze zachowanych skorupek fauny morskiej. Wydaje się, że w czasie powstawania tego poziomu sedymentacja musiała być bardzo powolna dzięki silnemu ruchowi zupełnie płytkiej wody. Na dnie żył wówczas bogaty bentos, a skorupki obumierających zwierząt gromadziły się obficie jedne na drugich.

Bardzo znamienny jest również zasięg wkładek zlepieńców. Jak to wskazuje mapa (tabl. I), wszystkie te wkładki wyklinowują się ku zachodowi mniej więcej w tej samej odległości od uskoku brzeżnego. Ta stałość zasięgu wskazuje na stałość obszaru erodowanego, który podnosząc się wzdłuż uskoku, tworzył niewątpliwie klif skalny. W okresie wzmożonego podnoszenia się u czoła tego klifu rozrastał się zespół stożków deltowych, zbudowanych ze żwirów. W okresach rozwoju ruchów wypiętrzających obszar denudowany, względnie w czasie silniejszego osiadania dna rowu Nysy, delty ulegały zalaniu i zasypaniu przez osady piaszczysto-ilaste z fauną morską. Brzeg morza cofał się wtedy aż pod ścianę uskokowego klifu.

Śledząc skład petrograficzny zlepieńców idzikowskich konstatujemy w nich ogromną przewagę materiału metamorficznego nad innymi skałami. Uderza wszakże drobna przymieszka otoczaków skał górno-kredowych. Taki skład zaznacza się już począwszy od najniższego poziomu zlepieńców. Petrograficzny skład zlepieńców idzikowskich wskazuje jasno na dwa momenty.

1° Wypiętrzający się od wschodu obszar zbudowany był na powierzchni ze skał metamorficznych jak dziś. Posiadał on jednak cienki płaszcz osadów kredowych, starszych od zlepieńców idzikowskich. Ta pokrywa kredowa musiała być oczywiście cieńsza niż w rowie Nysy.

2° Przedturońska powierzchnia w obrębie metamorfiku Śnieżnika pierwotnie pochylona była niewątpliwie ku zachodowi, bowiem w zachodniej części morze było głębsze, a warstwy kredowe wyklinowywały się ogólnie ku wschodowi. Nachylenie to wszakże było nieznaczne (fig. 4).

Rozwój dolin powstałych w okresie po górnej kredzie w przyległej części masywu Śnieżnika wskazuje, że najsilniejsze wypiętrzenie tego masywu odbywało się wzdłuż uskoku brzeżnego. Jeżeli tak było w istocie, to nachylenie powierzchni przedturońskiej, skierowane ku zachodowi, z kolei musiało przyjąć nachylenie wschodnie. Uskok brzeżny utworzył wówczas klif, wyżej już wspomniany, któremu początkowo towarzyszył pierwotny dział wód. Dział ten został szybko rozcięty przez strome i krótkie doliny, wcięte głęboko w skały metamorficzne. Źródliska tych dolin cofały się na drodze erozji wstecznej ku wschodowi. W zbadanym

obszarze cofnięcie to dokonane zostało na odległość stosunkowo niewielką. Potoki, spływające z masywu Śnieżnika dolinami przełomowymi ku zachodowi, jeszcze dziś sypią stożki napływowe u swego wylotu do rowu Nysy.

Opisane ruchy tektoniczne były oddźwiękiem wzrastających napięć orogenezy alpejskiej. W okresie tym Sudety wypiętrzały się ogólnie i rozpoczęła się na ich terenie regresja morza kredowego. Niemniej trudno

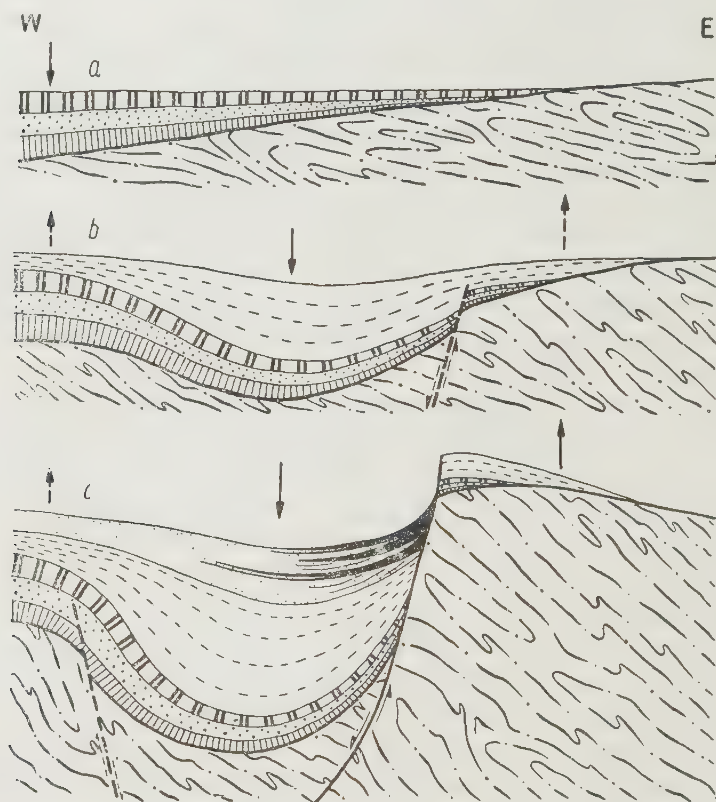


Fig. 4

Etapy grawitacyjnego zapadania się rowu Nysy (rysunki schematyczne); *a* turon, *b* koniak, *c* emszer górny — santon (?)

Stages showing gravitational subsidence of Nysa graben (schematic drawings); *a* Turonian, *b* Coniacian, *c* Upper Emscherian — Santonian (?)

dziś określić, kiedy nastąpiło jego całkowite wycofanie, gdyż nad zlepieńcami idzikowskimi nie zachowały się żadne młodsze utwory kredowe. Jest możliwe, że zlepieńce te kończyły trzeci, regresywny cykl sedymentacyjny utworów kredowych okolic Kłodzka.

Dalej ku zachodowi w niecce północno-sudeckiej nad utworami górnego emszeru występują jeszcze utwory senonu, leżące niezgodnie na utworach starszych (Milewicz 1956). Ruchy te obejmowały zatem duży obszar Sudetów.

TEKTONIKA

Dla zobrazowania powstania i rozwoju rowu Nysy celowe będzie danie krótkiego przeglądu tektoniki zachodniej części masywu Śnieżnika i pasma Krowianek. Stare założenia tektoniczne tych obszarów wywarły bowiem wpływ na kształt i budowę tej młodej jednostki geologicznej.

Zachodnią część masywu Śnieżnika tworzy element Międzygórza. Jest to antyklinalny fałd złożony, przewalony ku zachodowi. Jądro jego składa się z gnejsów gierałtowskich otoczonych oczkowymi gnejsami śnieżnickimi (Bederke 1943, Frąckiewicz 1958, Teisseyre 1957a). Element Międzygórza ma przebieg południkowy i zanurza się ku północy pod kątem od 10 do 20 stopni pod łupki łyszczykowe serii strońskiej (J. Don 1958).

Dominujący w elemencie Międzygórza południkowy kierunek struktur skręca stopniowo w okolicy wsi Nowy Waliszów i przyjmuje pn.-zachodni kierunek struktur Krowianek, tworzących śnieżnicką gałąź wirgacji lądeckiej (Teisseyre 1957a, J. Don 1958). Występujący na NE od Nowego Waliszowa fałd antyklinalny Góry Różanej (tabl. I), zbudowany z gnejsów śnieżnickich, zapada ku południowemu wschodowi. Między tym fałdem, a przeciwnie zapadającym elementem Międzygórza przebiega więc poprzeczna depresja w kierunku NEE-SWW. Na przedłużeniu jej znajduje się właśnie największe przegłębienie rowu Nysy — brachysynklina Idzikowa.

Brachysynklina ta jest asymetryczna. Jej oś przebiega znacznie bliżej wschodniego niż zachodniego skrzydła niecki (5 razy bliżej) i tworzy łagodny łuk wygięty ku NE, dostosowując się w ten sposób do kierunków struktur brzeżnych. Wynurza się ona zarówno w kierunku południkowym w okolicy poprzecznego fleksuralnego progu góry Iglicznej (południowy brzeg mapy i pl. I, fig. 1), jak i w kierunku pn.-zachodnim, na N od Starego Waliszowa. Największe upady utworów kredowych zaznaczają się w pobliżu dyslokacji ograniczających ze wszystkich stron brachysynklinę. Natomiast w najszerszej, środkowej jej części, położonej na SW od Nowego Waliszowa, warstwy kredowe leżą poziomo.

Głównymi dyslokacjami ograniczającymi brachysynklinę Idzikowa od strony pn.-wschodniej jest brzeżny uskok rowu Nysy ciągnący się wzdłuż pasma Krowianek, oraz od strony wschodniej — uskok biegnący południkowo wzdłuż masywu Śnieżnika. Uskoki te zbiegają się we wsi

Nowy Waliszów pod kątem około 135 stopni. Pierwszy z nich proponujemy nazwać brzeżnym uskokiem Krowianek, a drugi brzeżnym uskokiem śnieżnickim [1].

Te duże linie dyslokacyjne były już zaznaczone na mapie geologicznej A. Leppli (1900), podał je H. Cloos (1936), oraz wrysował na szkicowej mapie tektonicznej G. Fischer (1935a). Ich interpretacja była jednak dotychczas inna, niż ta, którą podaliśmy na naszym zdjęciu geologicznym (tabl. I). Z map A. Leppli i G. Fischera wynika, że brzeżny uskok Krowianek ścina w Nowym Waliszowie brzeżny uskok śnieżnicki i wchodząc w metamorfik, ogranicza od północy gnejsy elementu Międzygórza (fig. 5).

Nasze prace kartograficzne nie potwierdzają tak prostego rozwiązania omawianego węzła tektonicznego, który zaznacza się w zmianie biegu elementów metamorficznych. Nie znaleźliśmy bowiem żadnych danych, przemawiających za przedłużeniem się brzeżnego uskoku Krowianek w metamorfik. Zaobserwowaliśmy natomiast, że gnejsy elementu

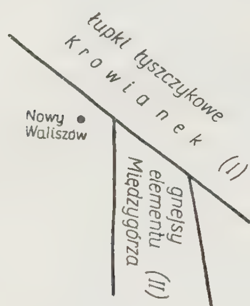


Fig. 5

Przebieg brzeżnych linii dyslokacyjnych rowu Nysy w okolicy Nowego Waliszowa według A. Leppli (1900) i G. Fischera (1935)

Course of marginal displacement lines of Nysa graben in the vicinity of Waliszów Nowy after A. Leppla (1900) and G. Fischer (1935). *I* mica schists of Krowianki, *II* gneisses of the Międzygórze unit



Fig. 6

Dostosowanie się brzeżnych linii dyslokacyjnych rowu Nysy do przebiegu starych struktur fałdowych masywu Śnieżnika i pasma Krowianek

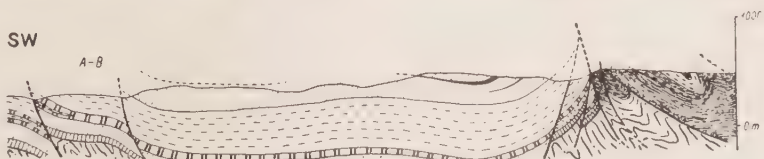
Adjustment of marginal displacement lines of Nysa graben to old folded structures of Śnieżnik Massif and the Krowianki range

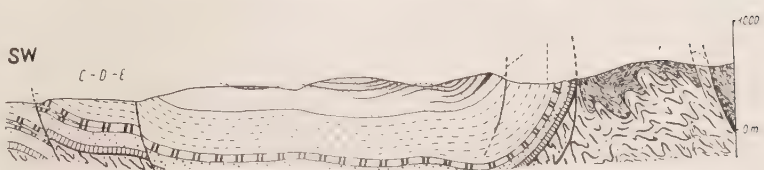
Międzygórza zanurzają się pod łupki łyszczykowe serii strońskiej już w odległości jednego kilometra na południe od dyslokacji wyznaczonej przez geologów niemieckich (J. Don 1958). Granica między łupkami łysz-

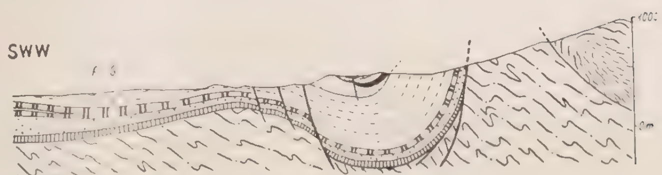
[1] J. Oberc (1958) nazwał te linie tektoniczne uskokiem Starego Waliszowa (uSW) i dyslokacją Wilkanowa (dWi).

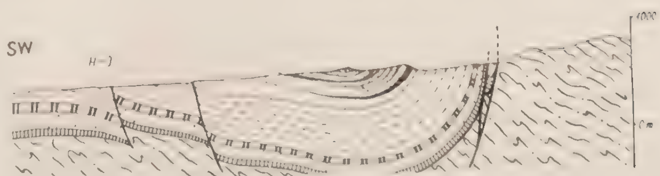
Mapa geologiczna odkryta i cztery profile okolic Idzikowa i Waliszowa

Geologic map (without Quaternary cover) and four sections of the Idzików and Waliszów areas









Algonk: *1* gnejsy gierałtowskie miejscami migmatyczne, *2* oczkowe gnejsy śnieżnickie, *3* łupki łyszczykowe serii strońskiej z wtrąceniami wapieni krystalicznych (*w*), amfibolitów (*a*) oraz żyłami lamprofirów (*l*). Kreda górna: *4* margle i iłowce margliste (plener dolny), *5* piaskowce ciosowe miejscami zlepieńcowate, *6* margle i mułowce margliste (plener górny), *7* iły idzikowskie z pelosyderytami w stropie oraz z wkładkami marglistymi i piaszczystymi, *8* piaskowce idzikowskie, *9* zlepieńce idzikowskie

I, II, III górno-kredowe cykle sedymentacyjne, *z* natężenie ruchów górotwórczych w górnej kredzie

Na mapie w lewym rogu u góry zakropkowany jest zasięg utworów górno-kredowych w Sudetach Środkowych oraz zaznaczony jest obszar objęty badaniami (*A*)

Algonkian: *1* Gierałtów gneisses, locally migmatic, *2* augen Śnieżnik gneisses, *3* mica schists of the Stronie series with inclusions of crystalline limestones (*w*), amphibolites (*a*) and lamprophyre veins (*l*). Upper Cretaceous: *4* marls and marly siltstones (lower Plener), *5* joint sandstones, locally conglomeratic, *6* marls and marly mudstones (upper Plener), *7* Idzików clays with pelosiderites in the top and with marly and arenaceous inclusions, *8* Idzików sandstones, *9* Idzików conglomerates

I, II, III Upper Cretaceous sedimentary cycles, *z* intensity of orogenic movements in the Uper Cretaceous

Range of Upper Cretaceous rocks in the Middle Sudeten area dotted in upper left corner of map, showing also the studied terrain (*A*)

czykowymi a gnejsami elementu Międzygórza tworzy urozmaiconą linię intersekcyjną, którą trudno byłoby interpretować jako uskok; są to raczej zgodne sfałdowania. Nie stwierdziliśmy również przedłużenia się w metamorfik na N od Nowego Waliszowa brzeżnego uskoku śnieżnickiego. Dyslokacje obrzeżające rów Nysy od strony wschodniej i pn.-wschodniej tworzyły pierwotnie jedną powierzchnię uskokową, załamaną pod kątem rozwartym w okolicy Nowego Waliszowa, wykorzystującą stare kierunki strukturalne w metamorficznym masywie Śnieżnika i Krowianek. Zmiana kierunku tej powierzchni pokrywała się do pewnego stopnia z przebiegiem struktur śnieżnickiego odgałęzienia wirgacji lądeckiej (fig. 6).

Charakter tych dyslokacji nie jest jednolity. Ich ewolucja rozpoczęła się fleksuralnym podnoszeniem warstw kredowych wzdłuż brzegów dźwigającego się masywu Śnieżnika i pasma Krowianek. W ciągu dalszego ruchu nastąpiło przerwanie fleksury i odkłucie utworów kredowych od krystalicznego podłoża wzdłuż tworzącej się płaszczyzny uskokowej.

Posuwając się wzdłuż omawianych dyslokacji obserwujemy różne stadia ich rozwoju. I tak w okolicy Gorzanowa brzeżny uskok Krowianek zaznacza się początkowo fleksurą Dębowej Góry (Grocholscy 1958). Amplituda tej fleksury wzrasta z równoczesnym cienieniem warstw kredowych i wzrostem ich nachylenia w kierunku pd.-wschodnim. Koło Mielnika przechodzi ona w uskok, zwiększający amplitudę zrzutu w kierunku pd.-wschodnim. Nachylenie płaszczyzny uskoku wzrasta aż do pionowego, a w okolicy Nowego Waliszowa ulega przewaleniu, zapadając pod kątem około 70 stopni pod metamorfik. Na tym inwersyjnym odcinku uskok ma charakter stromego nasunięcia, którego powierzchnia ścina wyciągnięte fleksuralnie warstwy kredowe.

Również płaszczyzna brzeżnego uskoku śnieżnickiego jest zmiennie nachylona. W okolicy Nowego Waliszowa zapada ona pod kątem około 70 stopni ponownie w stronę rowu Nysy. Jak na to wskazuje intersekcja, dalej ku południowi stromieje ona, stopniowo przechodząc w okolicy Szklar w uskok pionowy. Jeszcze dalej w okolicach Międzygórza zapada znowu bardzo stromo pod metamorfik (Frąckiewicz 1958, Teisseyre 1957a).

Wielkość zrzutu na omawianych dyslokacjach można obliczyć jedynie pośrednio. Jak wynika z ogólnej miąższości utworów kredowych, ich podłoże metamorficzne znajduje się w płaskiej partii brachysynkliny Idzikowa na głębokości około -400 metrów p.p.m. Natomiast bliskie brzeżnego uskoku wyniesienia jak Suchoń 964 m, Igliczna 845 m, Czarna Góra 1204 m i inne, zbudowane są z gnejsów. Ponieważ utwory kredowe musiały pierwotnie leżeć również po wschodniej stronie uskoku na utworach metamorficznych (czyli ponad wymienionymi szczytami), sumaryczna wartość ruchów względnych, dźwigających masyw Śnieżnika, a obniżających rów Nysy, wynosi w partii uskokowej najmniej 1600 metrów.

Oprócz opisanych głównych dyslokacji, stwierdziliśmy podczas obecnego kartowania duże zaburzenia utworów kredowych wewnątrz rowu Nysy. Wyraźne przegięcie fleksuralne prześledziliśmy wzdłuż linii o kierunku SE-NW, łączącej Pławnicę z górą Igliczną, w okolicy której zaznacza się wyraźny lokalny skręt prostolinijnie przebiegającego brzeżnego uskoku śnieżnickiego. Skręt ten związany jest z przegięciem omawianej fleksury i wskazuje na jej zanurzenie w stronę brachysynkliny Idzikowa. Fleksura ta przebiega równolegle do brzeżnego uskoku Krowianek. Nachyla się ona pod kątem od 30 do 50 stopni ku brachysynklinie Idzikowa, odgraniczając ją od stosunkowo płasko leżących utworów kredowych południowej części rowu Nysy.

Między Pławnicą a Bystrzycą Kłodzką przebieg omawianej fleksury zmienia się stopniowo z kierunku pn.-zachodniego na północny, a w okolicy Mielnika (poza mapą geologiczną, zob. fig. 1) łączą się one z fleksurą biegnącą wzdłuż Krowianek, zamykając tym samym brachysynklinę Idzikowa od północnego zachodu.

Opisana fleksura podkreślona jest dwoma uskokami, jak to zaznaczono na figurze 1. Uskoki te zbiegają się w pobliżu Bystrzycy Kłodzkiej pod kątem około 135 stopni. Jeden z nich przebiega z okolic Gorzanowa i w kierunku południowym łączy się najprawdopodobniej z dyslokacją wyznaczoną przez S. Radwańskiego (Radwański, Schmuck & B. Don 1957) w Domaszkowie, gdzie, podobnie jak w naszym przypadku, zachodnie skrzydło jest podniesione. Uskok ten nie został dotychczas prześledzony dokładnie, przebiega bowiem poza obszarem objętym szczegółowym zdjęciem.

O wiele wyraźniej zaznacza się drugi uskok o kierunku NW-SE przebiegający między Bystrzycą Kłodzką a Szklarami. Ścina on skośnie opisaną wyżej fleksurę i ma charakter nożycowy. Intersekcja mapy wskazuje, że pd.-zachodnie skrzydło tego uskoku jest około Pławnicy obniżone, natomiast w okolicy Szklar podniesione. Płaszczyzna uskokowa kontaktuje idąc od NW z coraz młodszymi warstwami kredowymi brachysynkliny Idzikowa. J. Oberc (1958) nazwał uskok ten uskokiem Bystrzycy Kłodzkiej (uBK, fig. 7).

W kierunku pd.-wschodnim uskok Bystrzycy rozgałęzia się na szereg drobniejszych dyslokacji. Nie ustaliliśmy, czy przedłużają się one w metamorfik Śnieżnika (tabl. I).

Ścinanie fleksury przez skośnie przebiegającą do niej płaszczyznę uskoku Bystrzycy świadczy o dwóch wyraźnych fazach ruchu. Najpierw powstała fleksura, a później uskok o charakterze nożycowym.

Są jeszcze inne dowody, które przemawiają za dwufazową tektoniką rowu Nysy. W Nowym Waliszowie, gdzie następuje zmiana biegu uskoku brzeżnego rowu Nysy, widoczne jest płaskie nasunięcie silnie spę-

kanych wapieni krystalicznych na ścięte, pionowo ustawione otwory kredowe. Nasunięcie to jest częścią dużego i prawdopodobnie starego nasunięcia Krowianek na masyw Śnieżnika (J. Don 1958).

Po utworzeniu się brachysynkliny Idzikowa z jej brzeżnymi fleksurami, nasunięcie to odżyło na skutek późniejszych ruchów kompresyjnych. Z tymi ruchami związane jest również inwersyjne przechylenie

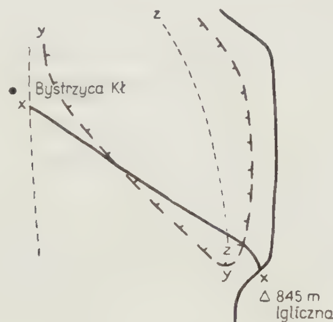


Fig. 7

Skośny przebieg uskoku bystrzyckiego (x-x) względem fleksury (y-y) tworzącej pd.-zachodnie skrzydło brachysynkliny Idzikowa; z-z oś brachysynkliny Idzikowa

Oblique trend of Bystrzyca fault (x-x) to flexure (y-y) forming the SW limb of Idzików brachysyncline; z-z axis of this brachysyncline

płaszczyzn niektórych odcinków brzeżnych rowu Nysy oraz zwiększenie się stromości fleksur. W tej drugiej fazie ruchów musiało również nastąpić ścięcie utworów kredowych koło Nowego Waliszowa przez brzeżny uskok Krowianek, przybierający tu charakter dyslokacji inwersyjnej.

Nasuwa się pytanie, czy rów Nysy jest rowem kompresyjnym, jak to uważał H. Cloos (1922), czy też raczej założenia jego powstały na skutek ruchów grawitacyjnych. Już H. Cloos (1936) wskazuje na fakt tworzenia się grawitacyjnych rowów tektonicznych na dźwigających się wielkopromiennych fałdach antyklinalnych, dając eksperymentalne przykłady (1936). Również V. V. Biełousov (1954), rozważając mechanikę powstawania rowów tektonicznych, dochodzi do wniosku, że tworzą się one w osiowych partiach wielkopromiennych struktur antyklinalnych, a w pewnych przypadkach nawet na wysadach solnych. Na strukturach takich powstają na skutek rozciągania ich zewnętrznych, sztywnych partii systemy podłużnych, otwartych szczelin, zbiegających się do środka. Według V. V. Biełousova zapadają się wzdłuż nich najbardziej wyniesione elementy, tworząc grawitacyjne rowy tektoniczne, kompensujące rozciąganie całej wyginanej ku górze struktury. Wielkość takiego rowu zapa-

dliskowego jest zależna od wielkości tworzącej się struktury antyklinalnej, od promienia jej wygięcia, oraz od własności fizycznych ciał tworzących daną strukturę.

Jeżeli rozpatrzymy Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz masyw Śnieżnika wraz z pasmem Krowianek jako całość i odtworzymy dzisiejszy obraz powierzchni przed górną kredą, zauważymy, że naśladuje ona wielkopromienną strukturę antyklinalną, której oś pokrywa się z osią rowu Nysy. Ilustruje to schematyczny przekrój, wykonany przez wymienione struktury (fig. 8).

Długotrwałym ruchom zapadliskowym rowu Nysy towarzyszyło zatem dźwiganie się na obszarze kłodzkim wielkopromiennej struktury antyklinalnej. Teoretycznie dźwiganie jej musiało nieco wyprzedzać ewolucję samego rowu Nysy, rozpoczynającą się w dolnym koniaku. Rzeczywiście, pierwsze wyraźne zakłócenie sedymentacji górno-kredowej, pogłębiającego się początkowo morza cenomańskiego, obserwujemy w środkowym turonie (pojawienie się gruboławicowych piaskowców środkowego

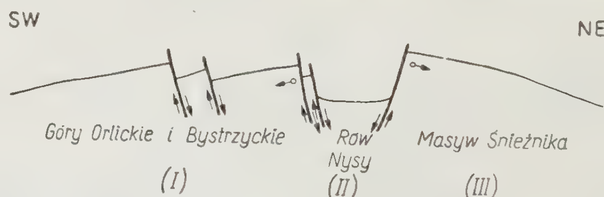


Fig. 8

Wielkopromienna struktura antyklinalna utworzona przez Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz masyw Śnieżnika. Na przegubie antyklinalnym powstał na skutek naprężeń tensyjnych grawitacyjny rów Nysy

Widespread anticline structure formed by Bystrzyckie and Orlickie Mountains *(I)* and the Śnieżnik Massif *(III)*. The gravitational Nysa graben *(II)* formed on the arch bend owing to stress tension

turonu ponad dolno-turońską serią marglistą). Opierając się na rozważaniach paleogeograficznych można zaburzenia te wytłumaczyć jedynie dźwiganiem się w tym okresie lądów i powiększaniem ich powierzchni. Zatem w osadach środkowego turonu zarejestrowana została wstępna faza ruchów dźwigających te obszary.

Za grawitacyjnym charakterem rowu Nysy przemawiają również:

1) fleksury brzeżne, przechodzące w uskoki pionowe lub zbliżone do pionowych,

2) stosunkowo płaskie dno rowu Nysy, oraz duża różnica zrzutu tego dna w stosunku do brzeżnej krawędzi masywu Śnieżnika, wynosząca ponad 1600 metrów,

3) nachylenie płaszczyzn uskoków brzeżnych rowu Nysy. Przy kompresyjnym założeniu rowu powinny one zapadać stosunkowo płasko pod nasuwające się masywy krystaliczne. Stwierdzamy tymczasem, że zapadanie to jest przeważnie bardzo strome i skierowane raz pod masy krystaliczne, a raz ku osi rowu Nysy.

Jak już zaznaczyliśmy, stosunki te najłatwiej wytłumaczyć dwufazowością ruchu w obrębie rowu Nysy. W fazie pierwszej mieliśmy do czynienia z tensją i grawitacyjnym zapadaniem się rowu; w fazie drugiej nastąpiła kompresja, która miejscami spowodowała nasunięcie się mas krystalicznych na utwory kredowe.

ZAKOŃCZENIE

Na podstawie przytoczonego materiału staraliśmy się wykazać, że kształtowanie rowu Nysy było procesem długotrwałym. Rozpoczęło się powolnymi ruchami zapadliskowymi już w górnym turonie. Nasilenie tych ruchów powoli wzrastało i osiągnęło swe maksimum w górnym emszerze. W okresie tym wynurzył się masyw Śnieżnika wzdłuż dzisiejszej krawędzi, ciągnąc za sobą fleksuralne warstwy kredowe. Trudno jest określić, kiedy wygasły ruchy zapadliskowe, kształtujące rów Nysy, gdyż nie zachowały się na badanym obszarze osady młodsze od emszerskich, rejestrujące wydarzenia tektoniczne. Na przykładzie rowu Nysy widzimy wyraźny i bezpośredni wpływ ruchów tektonicznych na przebieg sedymentacji w jego obrębie. A zatem w samych osadach zarejestrowane są najpełniej wydarzenia tektoniczne, składające się na ciągły i długotrwały proces górotwórczy. Proces ten można odtworzyć nie tyle na podstawie dyskordantnego ułożenia warstw (H. Stille), ile na podstawie całokształtu zjawisk sedymentacyjnych. Takie powiązanie procesów tektonicznych z sedymentacją pozwala wyznaczyć oprócz okresu trwania ruchów, również ich intensywność. Dyskordancje, do których przywiązuje się na ogół dużą wagę, zaznaczają się na opisywanym terenie jedynie lokalnie, co nie przeszkodziło w odcyfrowaniu ruchów górotwórczych.

Nasuwa się zatem pytanie, czy opisane ruchy należy ujmować w określoną fazę górotwórczą, sugerującą epizodyczny ich charakter, bowiem na obszarze Ziemi Kłodzkiej ruchy tektoniczne trwały w zasadzie bez wyraźnej dłuższej przerwy od środkowego turonu aż do trzeciorzędu i były oddźwiękiem wzrastających napięć orogenezy alpejskiej.

Niemniej w ewolucji tektonicznej rowu Nysy można wyróżnić dwa okresy. W pierwszym przewagę mają ruchy grawitacyjne, a w drugim — ruchy kompresyjne. Trudno jest dziś rozstrzygnąć w jakim stosunku pozostają te ruchy do siebie. Można by okres ruchów grawitacyjnych zaliczyć do fazy subhercyńskiej, natomiast okres ruchow kompresyjnych do fazy laramijskiej.

Jednak przyczyna jednych i drugich ruchów była ta sama: zjawiska kompresyjne na starym przedmurzu alpidów. Ruchy te są zatem etapami nieprzerwanego procesu geologicznego. W pierwszym etapie nacisk po-

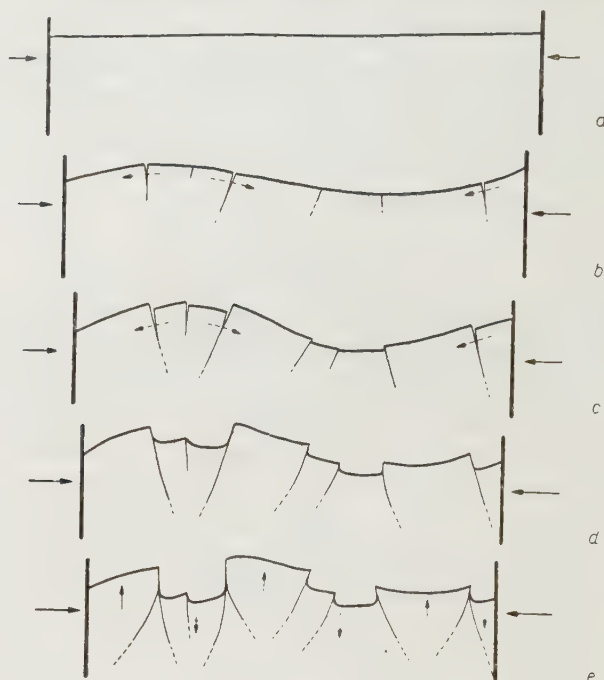


Fig. 9

Rozwój rowu Nysy i stosunek ruchów zapadliskowych do ruchów kompresyjnych w jego obrębie *(a–e)*

W pierwszej fazie nacisków kompresyjnych tworzą się na przegubach antyklinalnych naprężenia tensyjne *(b, c)* z systemem uskoków, wzdłuż których zapadają się najwyżej wyniesione partie siodłowe *(d)*, kompensując rozciąganie wyginanej ku górze struktury. Po rozbiciu wielkopromiennych struktur fałdowych na poszczególne bloki i utworzeniu się rowu grawitacyjnego, trwająca nadal kompresja doprowadziła do zwiększenia stromości lub przewalenia fleksur brzeżnych. Równocześnie bloki wypiętrzone nasuwały się wzdłuż powierzchni ścinających na bloki obniżone *(e)*

Evolution of the Nysa graben and the relation of the movements of subsidence to those of compression in the graben *(a–e)*

Stress tension occurs on the anticlinal bends *(b–c)* during the first stage of compression causing a fault system. Along it the most elevated anticlinal parts *(d)* are depressed to compensate the extension of the upcurved structure. After disruption of the widespread fold structures into minor blocks and the formation of gravitational graben compression continued leading to greater steepness or overturning of marginal flexures. Simultaneously elevated blocks were overthrust along the shearing planes onto the subsided blocks *(e)*

wodował w sztywnych, kratogenicznych partiach wielkopromienne wygięcia (fig. 9b). Po przekroczeniu granicy elastyczności fałdowane wielkopromienne struktury zaczęły pękać (fig. 9c). Na zewnętrznie rozciąganych elewacjach mogły tworzyć się wtedy grawitacyjne rowy tektoniczne. Główną przyczyną ich powstawania był wzrastający nacisk tangencjalny, a ruchy grawitacyjne, związane z fałdowaniem wielkopromiennym, były tylko jego pochodną. Ten ciągle wzrastający nacisk doprowadził do rozbicia fałdowych struktur wielkopromiennych na poszczególne sztywne bloki, przesuwające się w kierunkach pionowych względem siebie (fig. 9d).

Przesunięcia te trwały tak długo, jak długo w związku z rozwojem wspomnianych fałdów działała silna tensja w osiach antyklin, połączona z grawitacyjnym osiadaniem antyklinalnych przegubów. W momencie gdy ruchy grawitacyjne wygasły, na skutek zniszczenia fałdów wielkopromiennych przez systemy dyslokacyjne, w całym układzie zapanowała silna i zapewnie wzrastająca kompresja (fig. 9e). W okresie tym zaczęły zarysowywać się pęknięcia ścinające, wzdłuż których następowało nasunięcie się bloków spiętrzonych na bloki uprzednio obniżone. Faza ta zakończyła rozwój tektoniki młodosaksońskiej nie tylko w obrębie rowu Nysy, lecz i w przyległych obszarach, zbudowanych ze skał metamorficznych.

W tej drugiej fazie kierunek nacisków działał prawdopodobnie wzdłuż linii NE-SW, gdyż największe przewalenie, przechodzące w strome nasunięcia, obserwuje się na odcinkach uskoków brzeżnych, prostopadłych do tego kierunku i to zarówno po pn.-wschodniej jak i po pd.-wschodniej stronie rowu Nysy (Dumicz 1958). Na północny wschód od niego, aż po Złoty Stok, widoczne są na obszarze metamorficznym liczne drobne odkłucia inwersyjne, świadczące o nacisku działającym w kierunku SW. Jest możliwe, że utworzyły się one w ostatnim okresie kształtowania się rowu Nysy. Również w tym czasie powstały kompresyjne rowy i horsty o kierunku NW-SE, rozbijające pd.-wschodnie zakończenia niecki śródsudeckiej w okolicy Nowej Rudy. Ruchy te, podobnie jak i ruchy zapadliskowe rowu Nysy, były powolne i długotrwałe. Zostaną one omówione szerzej w przygotowanej do druku przez autora (J. Don) pracy o rozwoju geologicznym okolic Nowej Rudy.

Na tym miejscu natomiast pragniemy zaznaczyć, że dotychczas panuje w literaturze od dawna ustalony i wielokrotnie powtarzany pogląd, iż ruchy młodosaksońskie trzymają się starszych waryscyjskich założeń dyslokacyjnych. Najczęściej jednak na potwierdzenie tej tezy nie podaje się żadnych konkretnych dowodów. Nie jest przeto rzeczą wykluczoną, że tektonika młodosaksońska wprowadziła w obrębie Sudetów także dyslokacje nowe, dawniej nie istniejące.

Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
Wrocław, w grudniu 1958 r.

LITERATURA CYTOWANA

ANDERT H. 1934. Die Kreideblagerungen zwischen Elbe und Jeschken. Abh. Geo L.-A., N. F., H. 159.

BEDERKE E. 1943. Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz.-Geo Rundschau, Bd. 34. Berlin.

BEYRICH E., ROSE G., ROTH J. & RUNGE W. 1867. Geologische Karte von der Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden 1:100 000. B Glatz.

BIEŁOUSOV V. V. 1954. Osnovnyje voprosy geotektoniki. Gosgeoltechnizda Moskva.

BUBNOFF S. 1931. Die westfalische Sedimentation und die asturische Phase in de Innersudetischen Mulde.-Fortschr. Geol. & Pal., Bd. IX.

CLOOS H. 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens. Gebr. Borntraeger. Berlin.

— 1936. Einführung in die Geologie. Gebr. Borntraeger. Berlin.

DON J. 1958. Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Lądka. Materiały d konferencji terenowej PAN na metamorfiku kłodzkim. Wrocław.

DUMICZ M. 1958. Budowa geologiczna południowej i północnej części metamorf ku Gór Bystrzyckich. Ibidem.

FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G. & BEDERKE E. 1942. Erlaeuterung zu de Blaettern Glatz, Koenigshain, Reichenstein, und Landeck. Geol. Kart 1:25 000. Berlin.

FISCHER G. 1935. Das Dach des Moldanubikums in Schlesien. — Jb. Preuss. Geo L.-A., Bd. 56.

— 1935a. Das Bau des Glatzer Schneegebirges. — Ibidem, Bd. 56.

FRĄCKIEWICZ W. 1958. Wstępne uwagi o budowie geologicznej okolic Międzygó rza — Dolny Śląsk — region Śnieżnika Kłodzkiego (Preliminary notes of th geological structure of the vicinity of Międzygórze — Lower Silesia — regio of Śnieżnik Kłodzki Mt.). *W:* Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku (*In* Some geological researches in Lower Silesia), t. V. — Biul. I. G. (Bull. Ins Géol. Pol.) 127. Warszawa.

GEINITZ H. B. 1843. Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zu Charakteristik des saechs.-boehm. Kreidegebirges. Teil IV.

GROCHOLSKA J. & GROCHOLSKI A. 1958. Tektonika pn.-wschodniej części row Nysy (Tectonics of the north-eastern part of the Nysa Kłodzka graben — Sudeten). — Przegląd Geol. nr 8/9. Warszawa.

HERZOG F. 1922. Tektonische Specialuntersuchungen im Gebiete des Neissegra bens. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 89.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1947. Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedgórza. — Wiad. Muzeum Ziemi (Revue Géol. Pol.), t. III. Warszawa.

LEPPLA A. 1900. Geologisch-hydrografische Beschreibung des Niederschlagsgebie der Glatzer Neisse und Geologische Übersichtskarte 1:50 000. — Abh. Preus Geol. L.-A., N. F., H. 32.

MILEWICZ J. 1956. Zaburzenia utworów kredowych w Rakowicach Małyc (Disturbances of Cretaceous deposits in Rakowice Małe in Lower Silesia). — Przegląd Geol. nr 8. Warszawa.

— 1958. Podział stratygraficzny osadów kredowych w Niecce Północnosudeckie (Stratigraphical division of Cretaceous sediments in North Sudetic Basin Ibidem, nr 8/9.

OBERC J. 1957. Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie graniczne Sudetów Zachodnich i Wschodnich (Directions of orogenic stresses in th

border zone of Eastern and Western Sudeten). — Acta Geol. Pol., vol. VII/1. Warszawa.

— 1958. Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu Geologicznego PTG w Dusznikach — Ziemia Kłodzka (The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society hold in Duszniki Zdrój from 19th to 21th May 1957). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVII. Kraków.

PACHUCKI C. 1959. O stratygrafii i litologii kredy w rowie Nysy Kłodzkiej (Über die Stratigraphie und Lithologie der Kreide im Neisse Graben). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B, vol. XII. Lublin.

RADWAŃSKI S. 1955. Wstępne wiadomości o budowie geologicznej kredowego obszaru między Radkowem a Dusznikami i Polanicą (Preliminary studies on the geological structure of the Cretaceous region between Radków, Duszniki, and Polanica). *W:* Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku (*In:* Some geological researches in Lower Silesia), t. I. — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 95. Warszawa.

— 1957. Zagadnienie kredy na obszarze Ziemi Kłodzkiej. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.

RADWAŃSKI S., SCHMUCK W. & DON B. 1957. Szkic geologiczny okolic Wilkanowa i Idzikowa. Ibidem.

RODE K. 1934a. Mezozoische Krustenbewegungen in Schlesien. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 86.

— 1934b. Die saxonische Tektonik in Schlesien. — Ibidem.

ROSPOND S. 1951. Słownik nazw geograficznych Polski Zachodniej i Północnej. Pol. Tow. Geogr. Warszawa.

SMULIKOWSKI K. 1951. Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formations of the Sudeten Mountains). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXI, z. 1. Kraków.

— 1957. Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.

STURM F. 1900. Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. — Jb. K. Preuss. Geol. L.-A., Bd. XXI.

TEISSEYRE H. 1956. Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa (Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding). — Przegląd Geol. z. 3. Warszawa.

— 1957a. Rozwój budowy geologicznej w regionie Lądka i Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu PTG. Wrocław.

— 1957b. Budowa geologiczna okolic Międzygórza. Ibidem.

— 1957c. Sudety (praca zbiorowa). — Reg. Geologia Polski, t. III, z. 1. Kraków.

WALCZAK W. 1948. Rzeźba Ziemi Kłodzkiej i jej geneza. — Rocz. Kłodzki. Kłodzko.

SŁOWNIK POLSKO-NIEMIECKICH NAZW GEOGRAFICZNYCH
(Polish-German Dictionary of Geographical names)

Bardo	Wartha	Domaszków	Ebersdorf
Batorów	Friedrichsgrund	Gierałtów	Gersdorf
Bystrzyca Kłodzka	Habelschwerdt	Gorzanów	Grafenort
Czarna Góra (1205 m)	Schwarze Berg	Góry Bardzkie	Warthaer Gebirge
Dębowa Góra (505 m)	Eichberg	Góry Bystrzyckie	Habelschwerdter Gebirge
		Góry Orlickie	Adlergebirge

Góry Sowie	Eulengebirge	Nysa (Kłodzka)	(Glatzer-) Neisse
Góry Stołowe	Heuscheuer	Ołdrzychowice Kłodzkie	Ullersdorf
Góry Złote	Reichensteiner Gebirge	Pogórnik (509 m)	Becksche Höhe
Igliczna (847 m)	Spitzigeberg	Pławnica	Plomnitz
Idzików	Kieslingswalde	Rów Nysy	Neissegraben
Kłodzko	Glatz	Różana (Różane Górki 650 m)	Rosenberge
Krosnowice	Rengersdorf	Skałki Pasterskie	Hirtensteine
Krowianki (Krowiarki)	Kuhberge	Stary Waliszów	Altwaltersdorf
Lądek Zdrój	Bad Landeck	Stronie Śląskie	Seitenberg
Masyw Śnieżnika (Grupy Śn.)	Glatzer Schneegebirge	Szklary	Glasegrund
Mielnik	Melling	Szczytna	Rückers
Międzygórze	Wölfelsgrund	Śnieżnik (Kłodzki) 1425 m	Gr. Schnee Berg
Nowa Ruda	Neurode	Waliszów (Nowy i Stary)	Waltersdorf (Neu u. Alt)
Nowy Waliszów	Neuwaltersdorf	Wilkanów	Wölfelsdorf
Niecka Śródsudecka	Innersudetische Mulde (Mittelsudetische Mulde)	Ziemia Kłodzka	Grafschaft Glatz
Niecka Północnosudecka	Nordsudetische Becken	Zdanów (Żdanów)	Herzogswalde
		Złoty Stok	Reichenstein

Б. и Е. ДОН

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАБЕНА НЫСЫ НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОВЕДЕННЫХ В РАЙОНЕ ИДЗИКОВА И ВАЛИШЁВА (СУДЕТЫ)

(Резюме)

В северо-восточной части Грабена Нысы близ Идзикова и Валишёва авторы обнаружили в меловых отложениях отчётливую брахисинклиналь. Она отграничена со всех сторон сбросами, вдоль которых возникли флексуры подчёркивающие брахисинклинальное строение этого структурного элемента. Эволюция её была продолжительной. Опускающие движения начались в конце турона и длились вероятно до сенона включительно. Наибольшей интенсивности достигают эти движения в верхнем эмшере. Осадконакопление сопровождающее эти движения привело к образованию серии верхнемеловых осадков 900-метровой толщины. Это самая большая мощность меловых отложений в клодзком районе, где в среднем равняется она 500 метров.

Начальный момент опускающих движений брахисинклинали определяет одновременно эволюцию Грабена Нысы. Он опускался под влиянием гравитационных сил вдоль оси поднимающейся антиклинальной структуры большого радиуса, сложенной с одной стороны Орлицкими и Быстжицкими Горами, а с другой Массивом Снежника. Поднимание этой структуры опережало эволюцию Грабена Нысы и началось в среднем туроне. После образования гравитационного грабена усиливающееся сжимание привело к увеличению наклона и опрокидыванию краевых флексур а также к образованию местных надвигов метаморфических образований на меловые.

B. & J. DON

NOTES ON THE ORIGIN OF THE NYSA GRABEN

(Summary)

ABSTRACT: The presence of a distinct brachysyncline has been ascertained by the writers in Cretaceous rocks of the NE portion of the Nysa Graben near Idzików and Waliszów in the Kłodzko (Glatz) region. On every side it is surrounded by faults along which flexures have formed emphasizing the brachysynclinal structure of this unit. The evolution of the brachysyncline has gone on during a long period of time. The subsiding movements commenced towards the close of the Turonian continuing through the Senonian. Their intensity was probably strongest during the Upper Coniacian. Sedimentation associated with these movements built up a 900 m. thick series of Upper Cretaceous beds. This is the maximum, thus far ascertained, thickness of Cretaceous sediments in the Kłodzko region where the average thickness is 500 m. The beginning of the brachysynclinal subsiding movements coincides with the evolution of the Nysa graben. It subsided by gravity forces along the axis of the widespread rising anticlinal structure consisting of the Orlickie and Bystrzyckie Mountains and the Śnieżnik Massif. The elevation of this structure preceded the evolution of the Nysa graben, having begun during the Middle Turonian. After the formation of the graben through gravity force the growing compression caused the steepening of slopes or the overturning of marginal flexures and local overthrusting of Cretaceous strata by metamorphic rocks.

INTRODUCTION

This paper is based on a detailed geologic map of the NE portion of the Nysa graben, compiled by the present writers (tabl. I). The map includes the area lying between Bystrzyca, Idzików and Waliszów.

Morphologically it may be divided into

1. the relatively flat Kłodzko depression,

2. the mountainous Śnieżnik group and its NW extension known as the Krowianki range.

A scarp with relative altitude difference up to 350 m. (pl. I, fig. 2) constitutes a distinct boundary line between these two units. A fault stretches along the scarp separating the Nysa graben, filled in by Cretaceous deposits, from the metamorphic Śnieżnik Massif and the Krowianki range.

Stratigraphy

Two series of different age occur within the considered area. They are:

1. the metamorphic Algonkian series, and,

2. the sedimentary Upper Cretaceous series.

The metamorphic series. The Śnieżnik Massif and the Krowianki range are built up of metamorphic rocks, probably of Algonkian age. The mica schists, with inclusions of crystalline limestones, graphites, amphibolites and quartzites, are thought to be the oldest. In their deeper strata these schists had experienced granitisation (Smulikowski 1957) responsible for the formation of the Gierałtów and Śnieżnik gneisses. Within the investigated area they occur in axial zones of the major anticlinal elements, while the cores are built up mostly of the migmatic gneisses of Gierałtów, surrounded by the augen gneisses of Śnieżnik.

Cretaceous rocks. Within the Kłodzko region they have developed as sandstones, shales and marls. Their stratigraphy is shown in table I. They have sedimented in a shallow neritic inland sea. The Kłodzko region, overflooded from the NW by the transgreding Cenomanian sea, was a strongly flattened area. Hence, the Cretaceous strata rest unconformably on various older rocks, both metamorphic and sedimentary.

Three sedimentary cycles may be differentiated in the complex of Cretaceous deposits. The first is associated with Cenomanian transgression, beginning with sandstones and ending up with Lower Turonian marls. These usually overlap the underlying sandstones. They sedimented, therefore, on a strongly peneplained pre-Upper Cretaceous surface. The sedimentation of marls ceased during the Middle Turonian and great masses of arenaceous deposits were laid down. The disturbance of the original sedimentary balance is responsible for movements raising the Sowie Mountains gneiss area with their Carboniferous margins, as well as the primary movements within the Orlickie Mountains area. Subsiding movements, on the other hand, occurred in the vicinity of the Stołowe Mountains. According to Radwański (1957) deposits of that age attain

there a thickness of up to 360 m. Their thickness dwindles rapidly towards the east, in the Nysa graben dropping down from 220 to 80 m.

By the Coniacian a new depression had been formed in the east. It constitutes the preliminary stage in the evolution of the Nysa graben. The marls and clays of Idzików deposited at that time attain here a thickness of 500 m., while outside this area they are not more than from 60 to 80 m. (after S Radwański on the Batorów slope outside the Nysa graben). The subsiding movements within the area of the Nysa graben are accompanied by the elevation of the Śnieżnik Massif.

The second sedimentary cycle ends up with marls and clays, gradually passing into the third, regressive cycle. The differential movements grow stronger: the Śnieżnik Massif emerges during the Upper Emscherian along the eastern fault of the Nysa graben. This emergence is accompanied by abrupt deposition of the Idzików conglomerates. They are made up of poorly sorted detritic material from rapid erosion of the rising morphological margin. These conglomerates build up a number of superimposed cones thinning out eastwards. Two areas of intensified sedimentation have been observed: that of Idzików where conglomerates rest unconformably on sandstones, and that of Waliszów where porphyry pebbles grow more numerous to constitute 60 per cent of rock composition. The porphyry pebbles have been outwashed from the massif of the Kłodzko--Złoty Stok intrusion.

Younger Cretaceous rocks have not been preserved on the Idzików conglomerates. It is possible that these conglomerates terminated the third, regressive cycle of sedimentation.

Tectonics

The studied area is a subordinate unit of the Nysa graben, on every side surrounded by faults. Cretaceous strata have been displaced by flexures from their original position, emphasizing the brachysynclinal structure. It is asymmetric, since the longitudinal axis does not lie in the centre but farther east along a line marking off 1/5 of the brachysyncline's width (fig. 1). This axis is meridional, gently arched NE, following the directions of marginal structures. Its depression is deepest north of Idzików. The asymmetry of the Idzików brachysyncline is emphasized by the steepness of its NE limb, with an average of from 70 to 40 degrees, and by the gentle dip of the SW limb ranging from 40 to 10 degrees. The strongest dips in these strata are observed in the proximity of displacements delimiting the brachysyncline, while in its central portion the Cretaceous rocks rest horizontally.

The evolution of the marginal displacements was begun by flexural elevation of Cretaceous beds. Further movements caused the disruption of

the flexure and the shearing off of Cretaceous rocks from their crystalline basement along the forming fault plane. Various stages in the evolution of marginal displacements can now be observed.

As is mentioned in our description of the sedimentary processes the tectonic evolution of the Nysa graben was one of long duration. Displacements due to force of gravity were predominant during the first stage of its evolution those due to compression during the second, later stage The stage of displacements due to gravity force may perhaps be associated with the sub-Hercynian phase, that of compression possibly with the Laramide phase.

The same factor is, however, responsible for both these movements i.e. compression phenomena within the old rigid massifs surrounding the Alpides. Hence these movements are stages of an uninterrupted geologica process. During the first stage pressure caused widespread folding within the rigid cratogenic parts. The tension on the anticlinal bends caused fault fissures and the formation of gravitational graben (fig. 9).

The here described compression finally led to the disruption of the widespread folds into a number of separate blocks shifting in relatively near-by, mutually vertical directions. During the next phase shearing planes were formed, along which the raised blocks locally overlapped the depressed blocks.

In ending up the writers wish to stress that there still prevails the long continued and repeatedly quoted belief postulating that young-Saxonian movements are connected with older Hercynian structures. In most cases, however, this supposition is not supported by sound evidence Nevertheless it is possible that the young Saxonian tectonic movements have also introduced into the Sudeten area new dislocations not existing previously.

Department of General Geology
at the Wrocław University
Wrocław, December 1958

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-IV

DESCRIPTION OF PLATES I-IV

PL. I

Fig. 1

Dolina wypreparowana w iłach idzikowskich. Po lewej stronie wzdłuż uskoku (x-x) znajdują się wychodnie piaskowców i margli turońskich, a głębiej metamorfik Śnieżnika. W tyle góra Igliczna, występująca w załamaniu brzeżnego uskoku śnieżnickiego na poprzecznej fleksurze, tworzącej pd.-zachodnie skrzydło brachysynkliny Idzikowa (patrz fig. 7 i tabl. I). Fotografia wykonana bezpośrednio na południe od Nowego Waliszowa w kierunku południowym

Valley eroded in Idzików clays. On the left, along the fault (x-x), outcrops of Turonian sandstones and marls; farther back the metamorphics of Mt. Śnieżnik. Mt. Igliczna in the background at the bend of marginal Śnieżnik fault on transverse flexure forming the SW limb of Idzików brachysyncline (see fig. 7 and tabl. I). Photograph taken just south of Nowy Waliszów, looking southwards

Fig. 2

Kuesta morfologiczna utworzona wzdłuż granicy iłów idzikowskich *(1)* z piaskowcami i pierwszym poziomem zlepieńców idzikowskich *(2)*. W głębi Skałki Pasterskie. Fotografia wykonana na południe od Nowego Waliszowa w kierunku pd.-zachodnim

Morphological cuesta formed along boundary line between Idzików clays *(1)* with sandstones and the first horizon of Idzików conglomerates *(2)*. At the back Skałki Pasterskie. Photo taken south of Nowy Waliszów looking southwest

Fig. 3

Silnie wcięta dolina, biegnąca wzdłuż szosy Nowy Waliszów — Bystrzyca Kłodzka, oraz morfologicznie zaznaczająca się granica między iłami Idzikowskimi *(2)* a piaskowcami idzikowskimi *(1)*. Na horyzoncie Góry Bystrzyckie, a pod nimi obniżenie SW części rowu Nysy. Fotografia wykonana na zachodnim stoku wzgórza Pogórnik w kierunku NWW

Deep valley stretching along high road from Nowy Waliszów to Bystrzyca Kłodzka, showing morphological boundary between Idzików clays *(2)* and conglomerates *(1)*. In the background the Bystrzyckie Mountains *(I)*, lower down SW depression of Nysa graben *(II)*; photo taken on western slope of Pogórnik hill, looking NWW

PL. II

Fig. 1

Fragment nieczynnego kamieniołomu piaskowca idzikowskiego, położonego na północ od Idzikowa. Bezpośrednio nad kamieniołomem ciągnie się trzeci (duży) poziom zlepieńców

Fragment of abandoned Idzików sandstone quarry north of Idzików. Third (major) conglomerate horizon just above the quarry

Fig. 2

Skałki Pasterskie zbudowane ze zlepieńców idzikowskich (pierwszy poziom zlepieńców). Fotografia wykonana w kierunku NW

Skałki Pasterskie built up of Idzików conglomerates (first conglomerate horizon). Photo taken looking NW

PL. III

Fig. 1

Przekątne warstwowanie w piaskowcu idzikowskim, miejscami zlepieńcowatym. Mały fragment poprzedniego kamieniołomu (pl. II, fig. 1)

Diagonal bedding in Idzików sandstone, partly conglomeratic. Small fragment of quarry shown in plate II, fig. 1

Fig. 2

Przykład piaszczystej konkrecji w stropowej (ilastej) części piaskowców idzikowskich w pobliżu Starego Waliszowa

Example of arenaceous concretion in the top (clay) part of Idzików sandstones near Stary Waliszów

PL. IV

Fig. 1

Zlepieńce idzikowskie. Fragment Skałek Pasterskich

Idzików conglomerates. Fragment of Skałki Pasterskie

Fig. 2

Fragment odkrywki trzeciego poziomu zlepieńców idzikowskich położonej na południowy wschód od Idzikowa

Fragment of outcrop of third horizon of Idzików conglomerates SE of Idzików

Fotografował J. Don

Photos by J. Don



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

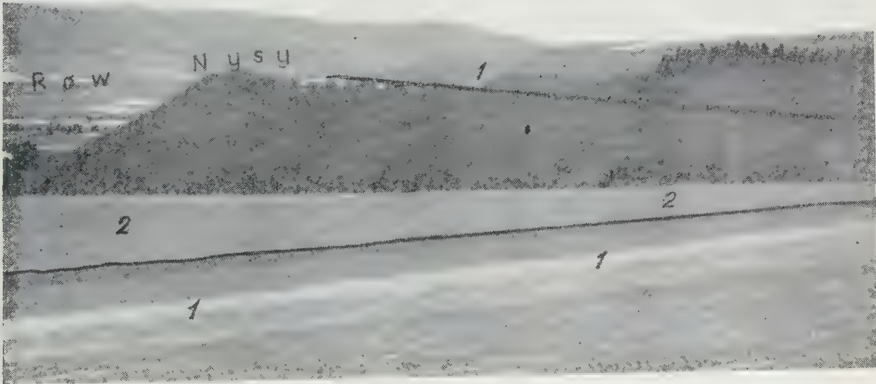


Fig. 3



Fig. 2



Fig. 1

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 2

JACQUES DEBELMAS

Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales (Zone intra-alpine)

SOMMAIRE: Le developpement du Trias dans la zone briançonnaise, dans la Vanoise, dans les Préalpes médianes et dans les Tatras montre beaucoup de traits communs. Le Trias haut-tatrique, comme celui des Alpes occidentales internes, ressemble au type pennique avec quelques analogies avec le Trias germanique et différe très nettement du Trias austro-alpin et du Trias dinarique.

Dans une publication récente (1959) Z. Kotański a dressé un intéressant tableau du Trias haut-tatrique en conclusion duquel il évoque les analogies de cet étage avec celui des Alpes: plus précisément le Trias briançonnais, et ceci en se basant sur les études, déja anciennes, de M. Gignoux et L. Moret (1938).

Au cours de la réunion de la Société Géologique de Pologne, au mois de septembre 1959, j'ai pu observer, sous la direction de Z. Kotański, les coupes les plus classiques de ce Trias haut-tatrique, ce qui me permet aujourd'hui de revenir sur la question de ses ressemblances et de ses différences avec le Trias des zones internes alpines (Z. briançonnaise s. l.). Cette comparaison s'impose d'autant plus que ce Trias intra-alpin vient de faire l'objet de deux études stratigraphiques détaillées, l'une comprenant un secteur allant de la Vanoise (dans les Alpes françaises du Nord) aux Préalpes suisses (Ellenberger 1949, 1950, 1958), l'autre au Sud de Briançon, dans les Alpes françaises du Sud (Debelmas 1955).

LE WERFENIEN INFERIEUR

Le Trias briançonnais débute par les célèbres quartzites blancs ou gris-clair, plus rarement roses ou violacés, avec quelques rares intercalations d'argilites verts ou violets. Leur épaisseur totale est de quelques centaines de mètres (2 à 500).

A leur base, ils passent progressivement, par l'intermédiaire de couches à galets de quartz rose, au faciès *Verrucano,* grès conglomératique de couleur rougeâtre, à nombreux galets de *rhyolites,* qui montre une indépendance totale avec le Houiller sous-jacent. Le Verrucano est attribué, suivant les auteurs, au Permien supérieur ou à la base du Werfénien. Le passage Quartzite-Verrucano, très progressif en Briançonnais, est plus rapide en Vanoise: le Permien supérieur y est représenté par des quartzites phylliteux finement feuilletés où le précédent faciès conglomératique se perd peu à peu.

L'interprétation des quartzites werféniens est difficile: on y observe des ripplemarks, des stratifications entrecroisées qui ne permettent pas de distinguer une origine marine d'une origine éolienne, très exceptionnellement des *mud-cracks* qui impliquent des dessèchements temporaires d'un sédiment imbibé d'eau, mais là encore sans que l'on puisse avoir des précisions sur le milieu de formation. Seuls des fossiles pourraient trancher la question mais ils sont toujours absents à l'exception d'une unique trouvaille de Myophories indéterminables dans un galet de quartzite de la brèche infraliasique du Col du Bonhomme (Savoie).

L'opinion générale des géologues français est qu'il s'agit d'un dépôt de mer peu profonde, en bordure d'une côte elle-même sablonneuse: on le considère comme un dépôt de transgression envahissant un piedmont où s'étaient jusqu'alors accumulées les formations continentales lagunaires du Permien supérieur. Le niveau basal des quartzites à galets de quartz rose peut être considéré comme le véritable conglomérat de base de cette formation.

Unanimement, mais sans preuve paléontologique, ces quartzites sont attribués au Werfénien inférieur. Leur limite supérieure n'est pas plus précise que leur limite inférieure: les quartzites sont surmontés d'un niveau de schistes et de cargneules sans fossiles et ce sont seulement les calcaires sus-jacents à ces derniers qui sont les premiers à pouvoir être datés (Virglorien).

Le Trias haut-tatrique débute également avec des quartzites, souvent rougeâtres, parfois conglomératiques: le niveau est moins épais que dans les Alpes, ne dépassant guère 100 à 150 mètres. Mais le fait intéressant est qu'au toit de ces quartzites viennent des couches dolomitiques et calcaires à faune du Werfénien supérieur (Campilien). Aussi toutes les formations clastiques sous-jacentes sont-elles attribuées au Werfénien inférieur (Seis). Autrement dit, *les quartzites sont ici un peu mieux datés que dans les Alpes,* car leur limite supérieure est plus nettement précisée.

Leur base est discordante sur le Cristallin ou le Permien *mais ne montre jamais le faciès Verrucano s. str.:* les quartzites passent à un

grès conglomératique à galets quartzeux et cristallin, sans rhyolites, ce qui paraît normal si l'on songe que les rhyolites du Verrucano briançonnais ont probablement une origine méditerranéenne (Massif des Maures et de l'Estérel ?) et ont pratiquement disparu dès la latitude de la Vanoise.

LE WERFÉNIEN SUPÉRIEUR (CAMPILIEN)

C'est ici l'une des différences entre les deux séries.

Dans toutes les Alpes occidentales se déposent alors des lits alternants de dolomies, d'argilites versicolores et de gypse ou d'anhydrite plus ou moins salifères. Mais cet ensemble est rarement conservé intact: les sels sont en général déplacés tectoniquement et s'accumulent localement en masses chaotiques. L'attaque par les eaux sulfatées des bancs de dolomie entraîne la formation de cargneules souvent intriquées avec les débris de schistes versicolores en une véritable brèche tectonique. Cet horizon n'a jamais fourni aucun fossile et seule sa position sous les calcaires du Virglorien permet de l'attribuer au Werfénien supérieur.

Dans le Massif tatrique, ce Campilien se montre formé par des dolomies à patine jaune et des argiles rouges et vertes qui peuvent évoquer les formations analogues des Alpes occidentales, d'autant plus que les dolomies y montrent souvent le faciès Zellendolomit que l'altération atmosphérique altère en véritables cargneules. Mais il s'y ajoute des calcaires noirs bitumineux et des brèches intraformationnelles. Dolomies et calcaires renferment *Myophoria costata* et *Naticella costata,* cette dernière tout à fait caractéristique du Campilien.

Il n'y a pas de gypse et de sel, alors que pourtant ces formations sont abondantes en plusieurs endroits dans les couches de Campil au Tyrol (Alpes orientales): le Trias tatrique apparaît donc à ce niveau tout à fait différent de celui des Alpes.

LE TRIAS MOYEN

Virglorien (Anisien) et Ladinien

Dans les Alpes occidentales, c'est la masse des „calcaires et dolomies triasiques" épais de plusieurs centaines de mètres, qui joue le rôle orographique dominant. Leur série est très monotone et il est difficile d'y distinguer des niveaux repères à l'exception toutefois de leur base où se trouvent les fameux *calcschistes vermiculés,* petites plaquettes à patine

jaunâtre portant à leur surface des vermiculations bleu sombre, qui représentent le Virglorien inférieur (de 10 à 100 m.). Il est intéressant de *constater l'existence de ce niveau, avec tous ses caractères, dans la série haut-tatrique.* Mais il y a divergence sur l'interprétation des vermiculations. Z. Kotański, qui a consacré une étude (1955) à ce problème, y voit le résultat de glissements sous-marins dans un sédiment encore plastique, et partiellement un boudinage d'origine diagènétique (1959). Par contre, F. Ellenberger (1958) a pu observer un échantillon exceptionnel où une dolomitisation précoce avait fixé les structures de la vase avant son évolution diagénétique habituelle: le boudin montre des stades d'accroissement sous la forme d'arceaux, avec traînés de petits bâtonnets très analogues à des spicules d'Alcyonaires. Ainsi le boudin résulterait, dans ce cas, du remplissage, par la vase, d'un terrier d'un organisme fouisseur se nourrissant peut-être d'Alcyonaires ou de vase à spicules.

Dans la Vanoise, ce niveau a fourni des restes osseux de Nothosauridés et une faune à *Myophoria cf. intermedia, Omphaloptychia* sp. aff. *gregaria, Naticopsis* sp., faune peu caractéristique. Finalement, le niveau est surtout daté par des articles de *Dadocrinus.*

Dans les Préalpes médianes vaudoises, on y connaît *Neritaria* sp., *Worthenia* sp. et *Oligoporella* (premier niveau à Diploporidés).

Dans la série haut-tatrique, ce niveau a également fourni des *Dadocrinus (D. grundeyi)* ce qui confirme sa contemporanéité avec celui des Alpes occidentales. Dans les digitations de Czerwone Wierchy, du Giewont et dans l'autochtone, ce niveau est précédé par des calcaires gris saccharoides, à *Pecten discites, Gervillia mytiloides* et *Modiola triquetra,* qui ne semblent pas avoir d'équivalents dans les Alpes occidentales. La limite avec les calcaires et les dolomies du Werfénien supérieur est placée conventionnellement à un lit de brèche sedimentaire qui paraît très constant dans toutes les digitations.

Le Virglorien supérieur et le Ladinien: c'est la grosse masse des calcaires et des dolomies du Briançonnais et de la Vanoise. Toute stratigraphie détaillée y est malheureusement impossible en Briançonnais en raison de l'absence de fossiles à l'exception de *Diplopora* cf. *annulata* et *Encrinus* cf. *liliiformis.* Tout ce que l'on peut dire, c'est que la base est surtout calcaire, le sommet exclusivement dolomitique. Ces dolomies à patine alternativement sombre et blanche ont fourni *Myophoria goldfussi,* espèce classique de la *Lettenkohle.* On pourrait donc les paralléliser avec les classiques *Grenzdolomit* qui terminent la Lettenkohle. Ainsi la puissante série calcaréodolomitique du Briançonnais représenterait surtout le Ladinien, mais il n'est pas exclu qu'elle se prolonge, au moins partiellement, dans le Carnien.

En Vanoise et dans les Préalpes médianes, les patientes recherches de F. Ellenberger et des géologues suisses ont permis une stratigraphie plus détaillée, basée sur la découverte de fossiles nombreux.

Le Virglorien moyen et supérieur est défini par des calcaires à granules dolomitiques ou oolitiques, avec quelques lentilles à *Physoporella praealpina, Ph. minutula* (deuxième niveau à Diploporidés). Quelques Gastéropodes et Brachiopodes *(Spirigera trigonella)* confirment cette attribution stratigraphique. Au-dessus viennent des calcaires à silex avec *Spiriferina fragilis* et nombreux Gastéropodes ayant conservé parfois leurs bandes pigmentaires, distincts de ceux des niveaux précédents. Cet ensemble se termine par un niveau schisteux rougeâtre assez constant qui témoigne peut-être d'une émersion temporaire. On peut y placer la limite Virglorien-Ladinien, car au-dessus, faune et faciès se modifient brusquement.

Le Ladinien est représenté par une épaisse et monotone série de calcaires et dolomies à rares fossiles *(Diplopora* cf. *annulata, Encrinus* cf. *liliiformis)* tout à fait analogues à ceux du Briançonnais et se terminant par des dolomies à *Myophoria goldfussi, Trigonodus* sp., *Pachycardia* (?), *Omphaloptychia* qui montent très probablement dans le Carnien, mais sans que l'on puisse être plus précis.

Cette difficulté de fixer la limite supérieure de l'âge des calcaires et dolomies rend plus pratique le terme de *Muschelkalk* dont on pourra les désigner.

Dans la série haut-tatrique, le Ladinien est, comme en Briançonnais, formé par une série très monotone où alternent calcaires et dolomies avec prépondérance de ces dernières. Les fossiles y sont très mal conservés *(Encrinus* sp. et Dasycladacées). A la différence des Alpes occidentales, cette série se prolonge dans quelques endroits dans tout le Carnien et même le Norien, comme nous allons le voir maintenant.

LE TRIAS SUPÉRIEUR

C'est. *dans les Alpes occidentales,* un niveau très mal defini stratigraphiquement. Nous avons dit que les calcaires et dolomies se prolongeaient peut-être dans le Carnien, mais sans qu'on en ait la preuve paléontologique absolue. En fait, la partie supérieure du Trias est, dans ces régions, très variable d'une unité à l'autre.

Parfois la série s'arrête aux dolomies évoquées précédemment, à faune de la Lettenkohle (Grenzdolomit) et elles peuvent alors être surmontées de brèches et de conglomérats qui les ravinent et représen-

tent probablement des produits d'altération continentale accompagnant une karstification tres poussée du substratum. L'âge de cette dernière formation est inconnu pouvant aller du Carnien supérieur au Bajocien car elle est directement surmontée du Bathonien transgressif. Elle témoigne de l'émersion d'une partie au moins du géanticlinal briançonnais sans que l'on puisse préciser davantage.

On peut comparer de telles coupes, surtout fréquentes dans le Briançonnais *s. str.*, à celles, très rares, de la Vanoise, où les dolomies ladiniennes sont surmontées de quelques mètres de schistes et de grès feldspathiques noirs, absolument analogues aux lentilles fossilifères à flore du Keuper emballées dans les gypses extravasés de ce massif. Ici il y aurait donc la preuve d'un *véritable Keuper continental réduit.*

Ailleurs, à la „Grenzdolomit", font encore suite une dizaine de mètres de dolomies en minces bancs à patine jaunâtre, alternant avec des schistes versicolores plus ou moins dolomitiques, le tout passant progressivement au *Rhétien,* bien caractérisé par ses calcaires lumachelliques à *Avicula contorta.*

Le Carnien supérieur et le Norien sont alors probablement représentés mais sans que l'on en ait de preuves paléontologiques absolues, à l'exception de quelques localités de la Vanoise où cette formation a fourni de rares exemplaires de *Worthenia* cf. *solitaria,* classique dans la Hauptdolomit austroalpine. La présence du Norien marin est donc ici assurée, mais l'on ne sait toujours rien du Carnien.

La série haut-tatrique pose au fond les mêmes problèmes. Dans des unités *où le Trias supérieur existe,* se rencontrent des dolomies à patine claire, en petits bancs, alternant avec des schistes dolomitiques versicolores et plus rarement avec des calcaires. Très fréquemment la base de ce Trias supérieur montre des conglomérats et des grès parfois quartziteux, à débris végétaux, qui représentent évidemment un faciès Keuper continental.

La série la plus complète et la plus épaisse se rencontre dans la vallée de Smytnia (l'unité de Kominy Tylkowe) où la série clastique des grès et conglomérats est recouverte d'une épaisse série dolomitique. Assez arbitrairement [1] la partie inférieure a été attribuée au Carnien, la supérieure au Norien, probablement par similitude avec la *nappe de Bavière* (qui comprend effectivement des grès carniens à *Cardita* et une

---

[1] par manque de fossiles. Mais disons à ce sujet que dans la digitation de Czerwone Wierchy (Rzędy pod Ciemniakiem), les calcaires dolomitiques supérieurs ont fourni à Z. Kotański une faunule avec, entr'autres, des Brachiopodes, qui n'est pas encore déterminée mais s'avère ainsi du plus haut intérêt.

Hauptdolomit norienne) ou les *Dolomites* (couches de Raibl du Carnien, surmontées également par la Hauptdolomit).

Ainsi la série haut-tatrique est, comme la série briançonnaise, une *série mixte* où alternent soit horizontalement, soit aussi et plutôt verticalement, faciès continentaux ou subcontinentaux du Keuper et faciès marins de type austro-alpin: comme en Briançonnais, il semble bien que parmi ces derniers, seul le Norien ait encore été paléontologiquement caractérisé.

LE RHÉTIEN

Le Rhétien, qui pour les géologues français fait partie du cycle liasique, ne sera donc pas examiné ici. Disons simplement que le Rhétien haut-tatrique est absolument analogue à celui que l'on rencontre parfois dans la zone briançonnaise des Alpes occidentales, tout au moins dans les rares unités où il n'y a pas lacune de cet étage.

LES ÉROSIONS FINI-TRIASIQUES

Dans la partie la plus interne de la digitation de Czerwone Wierchy, et dans celle du Giewont, des érosions puissantes marquent la limite Trias-Lias: il y a lacune de tout le Trias supérieur et d'une partie du Trias moyen (Ladinien). En certains points, l'érosion a même atteint les quartzites: elle a eu lieu au cours du Carnien, avant la transgression norienne. Elle a repris ensuite entre le Norien et le Lias, amenant la disparition du Rhétien.

Ces érosions sont fréquentes en Briançonnais et en Vanoise, sans que l'on puisse en séparer les deux phases: le Trias supérieur et une partie du Trias moyen manquent souvent dans les unités briançonnaises externes, mais l'érosion la plus forte se situe dans les parties les plus internes de cette zone *(Z. d'Acceglio* par exemple, voir J. Debelmas et M. Lemoine 1957) où le Dogger repose directement sur les quartzites. Quelques discordances, à vrai dire fort rares, s'observent à la limite Trias-Lias et rappellent celles que l'on observe aussi dans les Tatras, dans les séries de Czerwone Wierchy et du Giewont.

En résumé, Briançonnais, Vanoise, Préalpes médianes et Tatras possèdent une série triasique assez semblable dans ses grandes lignes. Ce qui frappe principalement, c'est l'absence complète de Céphalopodes, ainsi que celle des faciès très calcaires du Norien (calcaires de Hallstatt,

du Dachstein). Ainsi le Trias haut-tatrique est-il, comme le Trias des Alpes internes occidentales, *un Trias de type pennique, à affinités germaniques par sa faune,* et finalement assez différent du type austro--alpin ou Dinarique.

Laboratoire de Géologie
de l'Université de Grenoble (France)
Grenoble, Novembre 1959

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

DEBELMAS J. 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte géol. Fr.

DEBELMAS J. & LEMOINE M. 1957. Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le Massif de Peyre-Haute, au S de Briançon. Importance de l'érosion antérhétienne dans la zone briançonnaise. — Bull. Soc. Géol. Fr. (6), VII, fasc. 4-5, p. 489.

ELLENBERGER F. 1949. Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise. — C. R. som. Soc. Géol. Fr., 5 déc. p. 348.

— 1950. Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (coupes de la Grande Eau et de Saint-Triphon). — C. R. Acad. Sc., t. 231, p. 1326, 6 déc.

— 1958. Étude géologique du Pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte Géol. Fr.

GIGNOUX M. & MORET L. 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance. — Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 21.

KOTAŃSKI Z. 1955. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3, p. 343.

— 1956. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (Stratigraphic and palaeogeographic problems in the high-tatric Keuper). — Ibidem, vol. VI/3.

— 1959. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. (Stratygrafia, sedymentologia i paleogeografia triasu wierchowego w Tatrach). — Ibidem, vol. IX/2, p. 113.

J. DEBELMAS

PORÓWNANIE TRIASU WIERCHOWEGO W TATRACH Z TRIASEM ALP ZACHODNICH (WEWNĘTRZNA STREFA ALP FRANCUSKICH)

STRESZCZENIE: Strefa Briançonnais, Vanoise i Prealpy Środkowe oraz Tatry mają serię triasową w ogólnych zarysach bardzo podobną. Trias wierchowy jest, tak jak trias wewnętrznych Alp Zachodnich, triasem typu pennińskiego, z pewnymi analogiami faunistycznymi do triasu germańskiego, a różni się zupełnie wyraźnie od typu austro-alpejskiego lub dynarskiego.

W swej ostatniej publikacji Z. Kotański (1959) przedstawił interesujący obraz triasu wierchowego, przeprowadzając jednocześnie pewne analogie z triasem briansońskim. Przy tych porównaniach opierał się on jednak głównie na nieco przestarzałych już obecnie pracach M. Gignoux i L. Moreta (1938).

W czasie XXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego we wrześniu 1959 r., miałem możność poznać, oprowadzany przez dra Z. Kotańskiego, najbardziej klasyczne przekroje triasu wierchowego, co umożliwiło mi obecnie ponowne podjęcie zagadnienia podobieństwa i różnic triasu wierchowego z triasem wewnętrznej strefy Alp Francuskich (strefa briansońska s. l.). Porównanie to opiera się głównie na najnowszych wynikach badań F. Ellenbergera (1949, 1950, 1958) w strefie biegnącej od Vanoise (w północnych Alpach Francuskich) do Prealp szwajcarskich, oraz na pracach autora (Debelmas 1955) prowadzonych na S od Briançon w południowych Alpach Francuskich.

WERFEN DOLNY

Dolny werfen briansoński składa się przede wszystkim z jasnych kwarcytów o łącznej miąższości dochodzącej do 500 m. Ku dołowi przechodzą one w piaszczysto-zlepieńcowe utwory werrukana, przy czym bardzo charakterystyczne są tu piaskowce zlepieńcowate z licznymi otoczakami ryolitów. Werrukano jest zaliczane do permu, lub do najniższego werfenu. W strefie Vanoise zaznacza się mniej wyraźna łączność werfenu z górnym permem, który jest tu reprezentowany przez drobnołupkowate kwarcyty fyllitowe.

Ustalenie środowiska sedymentacyjnego kwarcytów werfeńskich jest bardzo trudne. Były obserwowane ripplemarki i warstwowanie krzyżowe.

które nie pozwalają jednak na odróżnienie środowiska morskiego od eolicznego. Bardzo rzadkie są szczeliny wysychania, które świadczą o chwilowych wynurzeniach osadu ponad powierzchnię wody. Kwestię tę mogłyby rozstrzygnąć jedynie skamieniałości, które niestety nie były dotychczas znalezione w tej serii z wyjątkiem nieoznaczalnej myoforii znalezionej w otoczaku kwarcytu werfeńskiego w brekcji infraliasowej z Col du Bonhomme w Sabaudii.

Według ogólnie przyjętej opinii geologów francuskich chodzi tu o osad płytkiego morza o piaszczystym brzegu, które transgredowało na kontynentalno-lagunowe osady górnego permu. Kwarcyty te umownie bez dowodów paleontologicznych, są zaliczane do dolnego werfenu; ani dolna, ani górna ich granica nie jest dokładnie sprecyzowana.

Kwarcyty werfenu wierchowego mają znacznie mniejszą miąższość nie przekraczającą 150 m. Ku górze przechodzą w warstwy dolomityczne i wapienne z fauną kampilu, przez co i same kwarcyty są lepiej datowane niż w Alpach Francuskich, i są zaliczane do seisu. Werfen w Tatrach leży dyskordantnie na krystaliniku lub na permie, nie ma tu jednak nigdzie facji werrukana s. str. W zlepieńcach u podstawy werfenu brak jest otoczaków ryolitów. Ich obecność w werfenie briansońskim jest lokalna, a źródłem ich były zapewne masywy śródziemnomorskie (des Maures i de l'Esterel).

WERFEN GÓRNY (KAMPIL)

W piętrze tym można zauważyć największe różnice między obu seriami.

W całych Alpach Zachodnich osadzały się w tym czasie naprzemianległe dolomity, pstre argility oraz gipsy lub anhydryty mniej lub więcej solonośne. Zespół ten jednak bardzo rzadko jest nienaruszony — sole są przeważnie przemieszczone tektonicznie i tworzą lokalnie nagromadzone masy chaotyczne. Ławice dolomitów, atakowane przez wody zawierające siarczany, poczynają się przekształcać w cargneules naszpikowane fragmentami pstrych łupków wraz z którymi tworzą one prawdziwą brekcję tektoniczną. Horyzont ten nigdy nie dostarczył skamieniałości, a jego pozycja pod wapieniami wirglorskimi pozwala na zaliczenie go do górnego werfenu.

W Tatrach kampil jest złożony z żółto wietrzejących dolomitów, czerwonych i zielonych łupków, które tworzyły się zapewne w warunkach analogicznych jak w Alpach Zachodnich, tym więcej, że są tu facje zbliżone do facji dolomitów komórkowych (Zellendolomit), które w wyniku wietrzenia zmieniają się w prawdziwe cargneules. Dochodzą

do nich jeszcze czarne wapienie bitumiczne i brekcje intraformacyjne. Dolomity i wapienie dostarczyły form *Myophoria costata* i *Naticella costata*, z których przede wszystkim ostatnia jest charakterystyczna dla kampilu.

Brak soli i gipsów, występujących przecież w niektórych miejscach w warstwach z Campil w Tyrolu powoduje, że kampil tatrzański jest zupełnie różny od warstw tego wieku z Alp.

TRIAS ŚRODKOWY

Wirglor (anizyk)

W Alpach Zachodnich jest to kilkusetmetrowa masa „wapieni i dolomitów triasowych", która odgrywa dominującą rolę orograficzną. Jest to bardzo monotonna i trudna do rozpoziomowania seria z wyjątkiem znanych wapieni robaczkowych. Są to cienkopłytkowe żółtawo wietrzejące wapienie, noszące na swej powierzchni ciemnoniebieskie struktury robaczkowe, które reprezentują dolny wirglor (10-100 m). Istnieje jednak rozbieżność w interpretowaniu genezy struktur robaczkowych. Z. Kotański, który poświęcił osobne opracowanie temu problemowi (1955), uważa je za rezultat spływania podmorskiego jeszcze plastycznego osadu, a w niektórych przypadkach za wynik sui generis diagenetycznego boudinage'u (1959). Przeciwnie — F. Ellenberger (1958) zaobserwował zupełnie wyjątkowy okaz, na którym wczesna dolomityzacja utrwaliła struktury mułu przed jego normalną ewolucją diagenetyczną. Wałeczek wykazuje stadia przyrostowe w formie łuków, ze śladami igieł zupełnie analogicznych do spikul alcyonarii. W ten sposób wałeczki te byłyby rezultatem wypełnienia mułem korytarzy organizmów drążących, żywiących się alcyonariami lub mułem ze spikulami.

W Vanoise w tym poziomie zostały znalezione kości nothosaurów i mało charakterystyczna fauna z *Myophoria* cf. *intermedia*, *Omphaloptychia* sp. aff. *gregaria* i *Naticopsis* sp. Poziom ten jest również datowany obecnością członów liliowców z rodzaju *Dadocrinus*.

W Prealpach Środkowych w Vaudoise są znane formy *Neritaria* sp., *Worthenia* sp. i *Oligoporella* (pierwszy poziom diploporowy).

W serii wierchowej w poziomie tym występuje forma *Dadocrinus grundeyi*, co potwierdza jej współczesność z odpowiednimi warstwami z Alp Zachodnich. W Tatrach ta seria jest poprzedzona przez szare cukrowate wapienie z *Pecten discites*, *Gervillia mytiloides* i *Modiola triquetra*, które wydają się nie mieć odpowiedników w Alpach Zachodnich.

Granica środkowego triasu z wapieniami i dolomitami górnego werfenu jest umieszczona konwencjonalnie na warstwie brekcji osadowej, która jest bardzo stała we wszystkich jednostkach tektonicznych.

Górny wirglor i ladyn

W Briançonnais i w Vanoise jest to wielka masa wapieni i dolomitów. Dokładniejsza stratygrafia jest niestety niemożliwa do przeprowadzenia z powodu braku skamieniałości z wyjątkiem *Diplopora* cf. *annulata* i *Encrinus* cf. *liliiformis*. Ogólnie można powiedzieć, że spąg tej serii jest przeważnie wapienny, a strop wyłącznie dolomitowy. Te dolomity, wietrzejące na przemian ciemno i jasno, zawierają *Myophoria goldfussi*, klasyczną skamieniałość iłowęgli (Lettenkohle). Można by zatem paralelizować je z klasyczną warstwą Grenzdolomitu, który kończy iłowęgle. W ten sposób potężna wapienno-dolomitowa seria z Briançonnais reprezentowałaby przede wszystkim ladyn, lecz nie można wykluczyć, że przynajmniej częściowo przedłuża się ona również i do karniku.

W Vanoise i w Prealpach Środkowych wnikliwe badania F. Ellenbergera i geologów szwajcarskich pozwoliły na ustalenie bardziej dokładnej stratygrafii, opartej na licznych skamieniałościach.

Wirglor środkowy i górny składa się tam z wapieni z ziarnami dolomitowymi lub oolitowymi, z kilkoma soczewkami z *Physoporella praealpina* i *Ph. minutula* (drugi poziom diploporowy). Taką pozycję stratygraficzną potwierdza obecność pewnych ślimaków i brachiopodów *(Spirigera trigonella)*. Wyżej leżą wapienie z krzemieniami zawierające formę *Spiriferina fragilis* i liczne ślimaki, powodujące częściowo zabarwienie ławic różne niż w poziomie poprzednim. Zespół ten kończy się dość stałym poziomem czerwonych łupków, które świadczą — być może — o chwilowym wynurzeniu. Można tutaj kłaść granicę wirgloru z ladynem, bowiem wyżej fauna i facje gwałtownie się zmieniają.

Ladyn

Ladyn jest reprezentowany przez grubą i monotonną serię wapieni i dolomitów z rzadkimi skamieniałościami *(Diplopora* cf. *annulata, Encrinus* cf. *liliiformis)*, zupełnie analogiczną do takiejże serii z Briançonnais i kończy się dolomitami z *Myophoria goldfussi, Trigonodus* sp., *Pachycardia* (?) i *Omphaloptychia*, które sięgają zapewne aż do karniku.

Ta trudność w ustaleniu górnej granicy wieku wapieni i dolomitów czyni najbardziej praktycznym dla ich oznaczania termin Muschelkalk.

W serii wierchowej ladyn jest, tak jak i w serii Briançonnais, zbudowany z bardzo monotonnej serii naprzemianległych wapieni i dolomitów z przewagą tych ostatnich. Skamieniałości (*Encrinus sp.* i Dasycladaceae) są tu bardzo źle zachowane. W przeciwieństwie do Alp Zachodnich, seria ta w niektórych miejscach przedłuża się poprzez cały karnik i sięga nawet do noryku.

TRIAS GÓRNY

W Alpach Zachodnich poziom ten jest bardzo źle zdefiniowany stratygraficznie. Powiedzieliśmy, że wapienie i dolomity się przedłużają — być może — do karniku, lecz nie ma na to wyraźnych dowodów paleontologicznych. Prócz tego górna część triasu jest różnie wykształcona w różnych jednostkach.

Miejscami seria ta kończy się wspomnianymi już wyżej dolomitami z fauną iłowęgli (Grenzdolomit) i jest przykryta przez brekcje i konglomeraty leżące w głębokich wyżłobieniach i będące prawdopodobnie produktami przemian zachodzących po wynurzeniu, towarzyszących procesom krasowym rozwijającym się na wapiennym podłożu. Wiek tej formacji jest nieznany i może sięgać od górnego karniku do bajosu, ponieważ jest ona przykryta bezpośrednio dopiero przez transgresywny baton. Osady te świadczą o emersji pewnej części geantykliny briansońskiej.

Można tu porównać profile, szczególnie częste w serii briansońskiej s. str., z pewnymi bardzo rzadkimi profilami z Vanoise, gdzie dolomity ladyńskie są przykryte przez kilkumetrową warstwę czarnych łupków i piaskowców arkozowych, zupełnie analogicznych do soczewek z florą kajpru otulonych przez gipsy wyciśnięte z tego masywu. Mogą być one przyjęte za zredukowany kajper lądowy.

W innych miejscach na „Grenzdolomicie" znajduje się jeszcze około 10-metrowa seria cienkoławicowych żółto wietrzejących dolomitów, naprzemianległych z pstrymi łupkami, mniej lub więcej dolomitycznymi. Warstwy te przechodzą ku górze w wapienie lumachellowe retyku, dobrze scharakteryzowane formą *Avicula contorta.*

Górny karnik i noryk są więc tu prawdopodobnie reprezentowane, lecz nie ma na to wyraźnych dowodów paleontologicznych. Wyjątek stanowi kilka punktów w Vanoise, które dostarczyły nielicznych egzemplarzy *Worthenia* cf. *solitaria,* formy charakterystycznej dla Hauptdolomitu austro-alpejskiego. Obecność morskiego noryku jest tam zatem pewna, nie wiemy jednak nic o karniku.

W serii wierchowej istnieją te same zagadnienia. W jednostkach, gdzie istnieje trias górny, składa się on z cienkoławicowych dolomitów żółto wietrzejących, naprzemianległych z pstrymi łupkami, a rzadziej z wapieniami. Bardzo często dolną część górnego triasu stanowią zlepieńce i piaskowce kwarcytyczne ze szczątkami roślinnymi, które reprezentują prawdopodobnie kajper kontynentalny.

Najbardziej kompletna i najgrubsza seria odsłania się w Dolince Smytniej (seria Kominów Tylkowych), gdzie klasyczna seria piaskowcowo-zlepieńcowa jest przykryta przez grubą serię dolomitową. Umownie[1] część dolna została zaliczona do karniku, a górna — do noryku. Chodzi tu prawdopodobnie o analogie do płaszczowiny bawarskiej (karnijskie piaskowce z *Cardita* i norycki Hauptdolomit) lub do Dolomitów (karnijskie warstwy z Raibl, również przykryte przez norycki Hauptdolomit).

Tak więc trias górny wierchowy jest, podobnie jak i w serii briansońskiej, serią mieszaną, w której zmieniają się, zarówno w kierunku poziomym jak i pionowym, serie kontynentalne lub subkontynentalne kajpru z seriami morskimi typu austro-alpejskiego. Tak jak w serii briansońskiej, tylko noryk jest dotychczas scharakteryzowany paleontologicznie.

RETYK

Retyk, który dla geologów francuskich stanowi część cyklu liasowego, nie będzie tu rozpatrywany. Krótko mówiąc retyk wierchowy jest zupełnie analogiczny do retyku Alp Zachodnich, który zachował się w kilku zaledwie jednostkach w serii briansońskiej.

OKRESY EROZJI PÓŹNOTRIASOWYCH

W najbardziej wewnętrznej części fałdu Czerwonych Wierchów i w fałdzie Giewontu zaznaczyły się okresy erozji na granicy triasu i liasu. Brak jest tam triasu górnego, a w pewnej części również i ladynu. W innych miejscach erozja sięgnęła aż do kwarcytów werfeńskich. Odbyła się ona w karniku, przed transgresją noryku, a powtórzyła się jeszcze między norykiem a liasem, powodując usunięcie retyku.

Te okresy erozji zaznaczyły się także w Briançonnais i w Vanoise, nie można tu jednak wyróżnić ściśle dwóch faz. Górnego triasu i części

[1] z powodu braku skamieniałości. Lecz jeśli już o to chodzi, to w fałdzie Czerwonych Wierchów pod Ciemniakiem w górnych wapieniach dolomitycznych została znaleziona przez Z. Kotańskiego fauna, m. in. brachiopodowa, dotychczas nie określona, która może się okazać bardzo interesująca.

triasu środkowego brakuje często w zewnętrznych jednostkach briansońskich, lecz najsilniejsza erozja zachodziła w najbardziej wewnętrznej części tej strefy (np. strefa Acceglio), gdzie dogger spoczywa wprost na kwarcytach. Pewne dyskordancje, co prawda bardzo rzadkie, można obserwować na granicy triasu i liasu. Odpowiadają one dyskordancjom, które zostały zaobserwowane również i w Tatrach, w serii Czerwonych Wierchów i Giewontu (Kotański 1959).

Kończąc należy stwierdzić, że strefa Briançonnais, Vanoise i Prealpy Środkowe oraz Tatry mają serię triasową w ogólnych zarysach bardzo podobną. Szczególnie zastanawiający jest zupełny brak głowonogów, jak również brak bardziej wapiennych facji noryku (wapieni z Hallstatt i z Dachstein). Trias wierchowy jest, tak jak trias wewnętrznych Alp Zachodnich, triasem typu pennińskiego, z pewnymi analogiami faunistycznymi do triasu germańskiego, a różni się zupełnie wyraźnie od typu austro-alpejskiego lub dynarskiego.

Pracownia Geologiczna
Uniwersytetu w Grenoble (Francja)
Grenoble, w listopadzie 1959 r.

Ж. ДЕБЕЛЬМАС

СРАВНЕНИЕ ВЕРХОВОГО ТРИАСА В ТАТРАХ С ТРИАСОМ ЗАПАДНЫХ АЛЬП

(внутренняя зона французских Альп)

(Резюме)

Основываясь на последних результатах исследований верхового (работы З. Котаньского) и бриансонского триаса (работы Ф. Элленбержера и Ж. Дебельмаса), а также на знакомом ему из личных наблюдений, верховом триасе, автор проводит сравнение триаса обоих районов.

Зона Бриансоннэ, Вануаз и Средние Предальпы а также Татры имеют триасовые серии очень похожие в общих чертах. Верховой триас, также как и триас внутренних Западных Альп, является триасом пеннинского типа, с некоторыми фаунистическими аналогиями к германскому триасу, а совсем заметно отличается от триаса австроальпийского или динарского типов.

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 2

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Zlepieniec glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich

STRESZCZENIE: Na podstawie wyników analiz petrograficznych zlepieńca ordowickiego okolic Międzygórza, a zwłaszcza obserwacji dotyczących sposobu wykształcenia glaukonitu i autogenicznych fosforanów w tej skale, autorka przedstawia wnioski o warunkach transgresji morza ordowickiego.

WSTĘP

Wstępne badania petrograficzne nad składem i strukturą zlepieńców dolnego ordowiku okolic Międzygórza, opracowanego pod względem stratygraficzno-paleontologicznym przez J. Samsonowicza (1920, 1928), rozpoczęłam w r. 1954 na materiale przywiezionym z kursu terenowego dla studentów przez A. Nowakowskiego. Zwróciłam wówczas uwagę na urozmaicony sposób ukształtowania glaukonitu, pojawiającego się tu w kilku różnych generacjach, i na występowanie w spoiwie zlepieńca autogenicznych fosforanów obok otoczaków i obfitych fosforanowych szczątków ramienionogów. Ze względu jednak na skąpy materiał litologiczny, jaki miałam do dyspozycji, i na brak własnych spostrzeżeń terenowych, wyniki tych obserwacji nie zostały opublikowane. Dopiero w r. 1956 z okazji studiów terenowych związanych z pracą magisterską R. Blaszkego, wykonaną pod moim kierunkiem, miałam sposobność zapoznać się z odsłonięciem ordowiku w kamieniołomie okolic wsi Międzygórz. W tym też okresie został przez R. Blaszkego zebrany obfity materiał litologiczny, a wyniki jego opracowania przedstawione w pracy magisterskiej (1957).

W zestawieniu wyników moich spostrzeżeń i wniosków dotyczących warunków sedymentacji zlepieńców Międzygórza wykorzystałam niektóre obserwacje terenowe i mikroskopowe podane w pracy R. Blaszkego.

SYTUACJA GEOLOGICZNA ZLEPIEŃCÓW W PROFILU ORDOWIKU MIĘDZYGÓRZA

Szczegółowy opis profilu ordowiku okolic Międzygórza, który w r. 1927 odsłonięty został przez roboty kamieniarskie wzdłuż prawego zbocza wąwozu „Chełm", podaje J. Samsonowicz (1928):

1. Zlepieńce podstawowe ordowiku złożone z otoczaków, dobrze ogładzonych, piaskowców kambryjskich do 5 cm średnicy. Lepiszcze piaszczysto-ilaste, zielone; widać 4,2 m.

2. Piaskowce przeważnie kwarcytowe, ciemne, szaro-zielone, z *Obolus siluricus,* miąższość 18 m.

3. Piaskowce zielonkawe, z rdzawymi plamkami (z niestałą, do 0,7 m grubą warstwą skały ziemistej, ochrowo-żółtej, stanowiącej produkt zwietrzenia wkładu wapieni piaszczystych); występują tu drobne gruboskorupowe Obolidae i z rzadka Orthidae oraz *Acrothele ceratopygarum;* miąższość 16 m.

4. Piaskowce orthidowe, jasne, białe lub żółtawe, z obfitą fauną. Wykazują one (jak warstwy 1—3) upad na N (gdyż cały kompleks jest tu odwrócony) pod kątem 70°. Są one bardzo silnie potrzaskane i rozbite kilku uskokami, wskutek których znajdują się w nich zaklinowane dwie partie łupków graptolitowych dolnego gotlandu.

5. Wapienie i margle żółtawe i różowawe, zaledwie 2,5 m grubości, stanowią najwyższy poziom ordowiku.

W pracy H. Tomczyka (1954) dotyczącej stratygrafii gotlandu autor podaje opis ordowiku w Międzygórzu według powyższego schematu J. Samsonowicza; zaznacza on tylko, że miąższość ogólna warstw 2-5 dochodzi do 55 m, natomiast dla warstwy 1 trudno tę miąższość ustalić, ponieważ brak jest w kierunku NE odsłonięć, a więc brak kontaktu z kambrem. Serię ordowiku z Międzygórza można, według H. Tomczyka, porównać z ordowikiem krajów nadbałtyckich, np. z Estonii.

W r. 1956, w okresie prac terenowych R. Blaszkego na obszarze utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej, odsłonięta została w kamieniołomie niższa część zlepieńców podstawowych oraz warstwa leżących pod nimi piaskowców. Według R. Blaszkego, w najniżej odsłoniętej części kamieniołomu ukazuje się około 3,5 m gruba warstwa piaskowców kwarcytowych z glaukonitem i okruchami skał ilastych, zawierająca jednometrowej grubości wkładkę piaskowców zlepieńcowych z otoczakami mułowców kwarcytowych o średnicy dochodzącej do 15 cm oraz z mniejszymi okruchami łupków ilastych. Główna warstwa zlepieńców glaukonitowych, leżąca nad spągowymi piaskowcami, posiada — według R. Blaszkego — miąższość około 8 m.

Te nowe odsłonięcia zostały już uwzględnione przez Z. Kotańskiego w jego przewodniku (1959).

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ZLEPIEŃCÓW I PIASKOWCÓW Z ORDOWIKU OKOLIC MIĘDZYGÓRZA

Dla wyjaśnienia warunków sedymentacji zlepieńców ważne było zapoznanie się z petrografią nie tylko skał gruboklastycznych, ale także stowarzyszonych z nimi w profilu ordowiku piaskowców, a zwłaszcza występujących poniżej 8-metrowej serii zlepieńcowej.

Piaskowce ze spągu warstwy zlepieńcowej

Zestawienie przybliżonego składu mineralnego tych piaskowców oznaczonego mikrometrycznie podaję w kolejności rozmieszczenia pobranych próbek w profilu idąc od spągu ku stropowi:

Próbki 1-4 pochodzą z warstw poniżej wtrącania piaskowca zlepieńcowatego, próbki 5-7 z warstw nad wkładką zlepieńcową a poniżej właściwej serii zlepieńca. Jak wynika z tabeli 1, zawartość glaukonitu dochodząca do 7% utrzymuje się mniej więcej na stałym poziomie; spadek do 4% zaznacza się w warstwie piaskowca leżącej bezpośrednio na wkładce zlepieńcowej, co może być wynikiem zarówno zmiany w warunkach sedymentacji jak i przypadkowego doboru próbki. W zawartości fosforanów zaznaczają się stosunkowo duże wahania, nie daje się w nich jednak odczytać wyraźnej prawidłowości.

Podkreślę najważniejsze cechy składników piaskowców oraz charakter strukturalny skał.

Ziarna kwarcu są najczęściej półobtoczone, rzadziej ostrokrawędziste, o średnicy przeciętnej 0,25 mm, nie przekraczającej 1 mm. Mają najczęściej szerokie kwarcowe obwódki regeneracyjne (pl. V, fig. 1), a między ziarnem detrytycznym a obwódką pojawia się często cieniutka warstewka glaukonitu, rzadziej żółtego izotropowego fosforanu, rzadko pirytu. Glaukonit ma charakter minerału wypierającego fosforany. W spoiwie zdarzają się gniazda autogenicznego drobnokrystalicznego kwarcu, który występuje też z kaolinitem w cienkich żyłkach epigenetycznych.

Glaukonit wchodzący w skład piaskowców niższych poziomów rzadko występuje w typowych ziarnistych formach, przeważają tu strzępy zglaukonityzowanych agregatów ilastych; zdarzają się też pojedyncze blaszki jednorodne, wyraźnie pleochroiczne, o charakterze zglaukonityzowanych łyszczyków. W wyższych poziomach przybywa stopniowo coraz więcej glaukonitu ziarnistego o barwie intensywnie zielonej. Kształty tego minerału są zaokrąglone lub nieregularne, najczęściej silnie spłaszczone i konturami dostosowane do ziarn kwarcu, pomiędzy które glaukonit jest wciśnięty i często zastępuje kwarcową obwódkę regeneracyjną. Z kształtów tych wynika, że ziarna jeszcze w stanie plastycznym

Tabela (Chart) 1

Skład minerainy piaskowców ordowiku Międzygórza ze spągu głównej warstwy zlepieńcowej
% objętościowe

Mineral composition of the Ordovician sandstones underlying the main conglomerate series
(volumen percentage)

	1	2	3*	4*	5*	6*	7
Kwarc (Quartz)	86.1	78.8	91.5	93.0	92.9	89.7	83.5
Glaukonit (Glauconite)	7.0	5.5	6.9	6.0	4.3	6.3	6.8
Fosforany autogeniczne i fosforanowe szczątki ramienionogów (Authigenic phosphates and phosphatic shells of brachiopods)	1.6	3.9	0.4	0.1	1.8	0.5	5.0
Fosforyty okruchowe (Detrital phosphorites)	0.4	3.6	0.1	0.8	0.5	1.8	1.7
Okruchy mułowców i kwarców żyłowych (Fragments of siltstones and quartz veins)	4.3	8.0	1.1	—	0.4	0.6	2.1
Okruchy łupków ilastych (Fragments of shales)	0.6						
Piryt i limonit (Pyrite and limonite)		0.2					0.9
Minerały ciężkie (Heavy minerals)				0.1	0.1	0.1	
Gips (Gypsum)						1.0	

* Kolumny z oznaczeniami wykonanymi przez R. Blaszkego.
Determinations by R. Blaszke.

włączane były do osadu. Jaśniej zabarwiony glaukonit późniejszej generacji występuje w żyłkach epigenetycznych, często razem z kwarcem, fosforanami i kaolinitem.

Fosforanowe szczątki ramienionogów mają kształt drobnych listewek o długości ułamków milimetra i zbudowane są zwykle z izotropowego żółtego fosforanu, często przetkanego pyłem siarczku żelaza. Niekiedy w takich szczątkach zobaczyć można zespół listewek zbudowanych na przemian z izotropowego i słabo dwójłomnego fosforanu; w tym

ostatnim zaznacza się struktura ułożonych w pasemka sferolitów fosforanowych. Jasnożółte, izotropowe fosforany autogeniczne tworzą w spoiwie gniazda, sferolity, utwory podobne do oolitów, agregaty pierzaste, obwódki dokoła ziarn kwarcu a wreszcie wypełnienia epigenetycznych spękań. Agregaty fosforanowe występujące w spoiwie są często pozrastane z glaukonitem, przy czym glaukonit ma charakter substancji wypierającej.

Fosforyty okruchowe występują najczęściej w postaci drobnych otoczaków mułowców kwarcowych o spoiwie zbudowanym z żółtego izotropowego fosforanu. Ziarna mułowców są ostrokrawędziste i mają wielkość poniżej 0,1 mm. Stowarzyszone są z minerałami ciężkimi (głównie cyrkon i minerały nieprzezroczyste), które zwykle koncentrują się rytmicznie, w warstewkach. Co do niektórych zlepków kwarcowo-fosforanowych, niewyraźnie odgraniczonych od piaszczystej masy, można mieć wątpliwości czy są to fosforany okruchowe, czy też syngenetycznie zlepione fosforanami agregaty mułku kwarcowego i niedaleko transportowane (pl. V, fig. 2). Spotyka się także fosforyty okruchowe o charakterze sfosfatyzowanych łupków ilastych, zmienionych w częściach peryferycznych w agregaty izotropowych fosforanów, podczas gdy w częściach centralnych rozpoznać można wysoko dwójłomne minerały blaszkowate i mułek kwarcowy.

Wśród okruchów mułowców wyróżnić można mułowce kwarcytowe i mułowce o spoiwie glaukonitowym. Mułowce kwarcytowe zbudowane są z pozazębianych ziarn kwarcu o średnicy poniżej 0,1 mm i z bezbarwnych lub zielonkawych blaszek miki, zwykle równolegle ułożonych. Często w warstewkach równoległych koncentrują się minerały ciężkie: cyrkon, turmalin i minerały nieprzezroczyste. Mułowce o spoiwie glaukonitowym zawierają zwykle w części centralnej okrucha spoiwo fosforanowe, stopniowo zastępowane ku peryferii przez glaukonit — być może są to zglaukonityzowane okruchy fosforytów. Okruchy określone jako kwarce żyłowe, są zawsze lepiej obtoczone i więcej kuliste niż mułowce; składają się one z równolegle ułożonych listewkowatych ziarn kwarcu. W niektórych okruchach ziarna kwarcu wykazują cechy bardzo intensywnej kataklazy.

Okruchy łupków ilastych są agregatami bezbarwnych lub brunatnych wysoko dwójłomnych minerałów blaszkowatych, zawierają zwykle pelit kwarcowy i siarczkowy oraz minerały ciężkie podobne jak w mułowcach. Okruchy te są często zglaukonityzowane na peryferii.

W strukturach niektórych typów opisanych piaskowców, a zwłaszcza w próbkach sąsiadujących ze zlepieńcami, odczytać można ślady śródformacyjnego rozmywania słabo scementowanego materiału zlepieńcowego, rozdrobnionego na osad piaszczysty. Ślady te zaznaczają się

w bardzo nierównym ziarnie piaskowca, którego zbliżone wielkości o podobnym kształcie koncentrują się gniazdowo; zaznaczają się również w nierównomiernie i gniazdowo rozmieszczonym spoiwie, które miejscami zbudowane jest z siarczków żelaza, gdzie indziej z limonitu, kwarcu, glaukonitu, fosforanu; wreszcie w nierównomiernej koncentracji minerałów ciężkich.

We wszystkich prawie szlifach mikroskopowych zauważyć można cieniutkie żyłki wypełniające spękania przebiegające w różnych kierunkach. W niektórych żyłkach pojawia się gips w postaci włóknistej lub w kryształkach zbliźniaczonych. W żyłkach sąsiadujących z opisanymi, przebiegających równolegle lub poprzecznie zauważyć można agregaty wtórnego kwarcu i kaolinitu, a niekiedy bladozielonego glaukonitu i fosforanów.

Zlepieńce

Ścisłe określenie ilościowego stosunku otoczaków o różnym składzie mineralnym nie jest możliwe. Ze względu na często występującą na

Tabela (Chart) 2

Skład masy wypełniającej zlepieńca w % objętościowych
Composition of the matrix of the conglomerate in vol. %

Mułowce kwarcytowe (Crystalline siltstones)	21.1
Fosforyty okruchowe (Detrital phosphorites)	18.0
Kwarce żyłowe (Vein quartzes)	7.6
Rogowce (Cherts)	0.9
Skały ilaste (Shales)	5.3
Ziarna kwarcu (Quartz grains)	38.2
Glaukonit (Glauconite)	5.5
Fosforany autogeniczne i fosforanowe szczątki ramienionogów (Authigenic phosphates and phosphatic shells of brachiopods)	3.0
Tlenki żelaza, piryt (Iron oxides, pyrite)	0.4

otoczakach powłokę glaukonitową nie zawsze udaje się makroskopowo odróżnić otoczaki mułowców kwarcytowych od fosforytów. Szlify mikroskopowe z otoczaków są trudne do wykonania, gdyż są silnie spękane i łatwo się kruszą. Na podstawie analizy mikroskopowej kilkunastu otoczaków stwierdziłam, że przybliżony stosunek

$$\frac{\text{mułowce kwarcytowe}}{\text{fosforyty}} = \frac{60}{40}$$

Inne elementy zlepieńca należące do okruchów skał ilastych, rogowców, kwarców żyłowych, stanowią ułamek procentu i wchodzą głównie w skład piaszczystej masy wypełniającej zlepieńca, której właściwe spoiwo jest głównie krzemionkowe i występuje w formie obwódek regeneracyjnych dokoła ziarn kwarcu; podrzędną rolę odgrywa spoiwo glaukonitowe i fosforanowe.

Więcej danych o składzie zlepieńca uzyskałam z analizy mikrometrycznej masy wypełniającej zlepieńca. Masa ta ma strukturę piaskowca zlepieńcowatego, którego elementy dochodzą niekiedy do 8 mm średnicy. Większość jednak okruchów ma tu wielkość wahającą się w granicach 0,25-0,5 mm średnicy.

Przybliżony skład masy wypełniającej zlepieńca oznaczony mikrometrycznie podany jest w tabeli 2.

Opis składników zlepieńca

Mułowce kwarcytowe tworzą otoczaki i ostrokrawędziste okruchy, przy czym elementy powyżej 1 cm średnicy są płaskie i dobrze obtoczone, mniejsze, występujące w masie piaszczystej zlepieńca są również płaskie, lecz wyraźnie ostrokrawędziste. Pod mikroskopem skały te wykazują strukturę kwarcytu o zregenerowanych i pozazębianych ziarnach, lub też mułowca kwarcytowego o wyraźnych śladach klastycznego pochodzenia materiału. W obu typach zaznacza się najczęściej tekstura równoległa w ułożeniu ziarn kwarcu, bezbarwnych lub zielonkawych łyszczyków oraz w mikrorytmicznej koncentracji minerałów ciężkich (cyrkon, turmalin, minerały nieprzezroczyste). Zdarzają się w mułowcach blaszki wyblakłego lub zglaukonityzowanego biotytu, często pojawiają się w postaci gniazd i żyłek przecinających otoczaki sferolityczne agregaty kaolinitu. W zewnętrznych częściach licznych otoczaków, a zwłaszcza niezupełnie zrekrystalizowanych, występuje żółte izotropowe spoiwo fosforanowe, przechodzące stopniowo ku peryferii w coraz to bardziej intensywnie zielony glaukonit. Minerał ten wnika między ziarna mułowca

niekiedy w postaci cieniutkich nieregularnie rozgałęzionych żyłek. Żyłki te sięgają wypustkami do łyszczyków, przekształcając je w glaukonit. W żyłkach kaolinitowych glaukonit tworzy niekiedy ściankę żyły, odgałęziając się następnie w postaci samodzielnej żyłki glaukonitowej. Mułowce przecięte są prócz tego żyłkami wypełnionymi pirytem lub limonitem. Niektóre otoczaki, zwłaszcza typy o zrekrystalizowanej strukturze kwarcytowej, nie posiadają otoczek fosforanowo-glaukonitowych.

Okruchy mułowców poniżej 1 cm średnicy są wydłużone, postrzępione i mają charakter pokruszonych w okresie akumulacji materiału zlepieńca warstewkowanych większych otoczaków mułowców. Na szerszych powierzchniach takich okruchów widoczne są niekiedy fałdowane warstewki ilaste, zbudowane z silnie dwójłomnej, częściowo zglaukonityzowanej substancji ilastej.

Otoczaki fosforytów okruchowych dochodzą do 5 cm średnicy, wykazują przeważnie dobre obtoczenie i wyższy stopień kulistości niż mułowce kwarcytowe. Wyróżnić tu można kilka typów, pośród których najpospolitsze są otoczaki brunatno-czarne i zwięzłe oraz otoczaki szaro-zielone i kruche. Te ostatnie są bardziej ilaste i silniej zglaukonityzowane niż pierwsze. Pod mikroskopem widać, że struktura i tekstura fosforytów jest bardzo podobna jak w mułowcach: zaznacza się tu rytmiczna koncentracja minerałów ciężkich w warstewkach równoległych, a wielkość ziarn kwarcu jest podobna — około 0,03 mm (pl. VI, fig. 1). Analogia mułowców i fosforytów uwydatniona jest także obecnością gniazd i żyłek kaolinitu. W rdzeniu otoczaka fosforytu fosforan zlepiający ostrokrawędziste ziarna kwarcu jest zwykle barwy brunatno-żółtej, a na zewnątrz przechodzi stopniowo w fosforan jasnożółtej barwy, a wreszcie w powłokę glaukonitową. Niektóre okruchy fosforytów mają charakter brekcji śródformacyjnych scementowanych jaśniejszą masą fosforanową niż fosforan elementów brekcji. Te okruchy są, być może, utworami syngenetycznymi.

Fosforany autogeniczne występują w masie wypełniającej zlepieńca i mają mikrostrukturę dość urozmaiconą. Zespoły kwarcowo-fosforanowe o niewyraźnych konturach, powgniatane w masę piaszczystą o ziarnach znacznie większych (ok. 0,25 mm średnicy) od kwarców w wymienionych zespołach, mają charakter fosforytów syngenetycznych, ale nieznacznie przemieszczonych. Autochtoniczne wykształcenie mają fosforany występujące w sferolitach i innych podobnych agregatach oraz obwódki ziarn kwarcu, zastępowane częściowo przez glaukonit. Ich barwa jest bladożółta, rzadziej brunatno-żółta, są izotropowe lub nisko dwójłomne. Licznie występujące w masie wypełniającej zlepieńca fosforanowe szczątki ramienionogów mają kształty pręcików i pałeczek, a przeważnie są upstrzone pyłem siarczków żelaza lub limonitem.

Kwarce żyłowe, występujące w otoczakach do 6 mm średnicy i ziarnach piasku do 1 mm średnicy, wyróżniają się wśród innych elementów zlepieńca czasem prawie idealną kulistością przy bardzo dobrym obtoczeniu. Zbudowane są z wydłużonych i często silnie skataklazowanych ziarn kwarcu.

Rogowce mają charakter kryptokrystalicznych skał krzemionkowych, trudnych do genetycznej interpretacji.

Pojedyncze ziarna kwarcu piaszczystej masy zlepieńca mają ziarno zawsze większe niż elementy mułowców (średnio około 0,25 mm średnicy); obtoczenie ich jest bardzo różne. Zdarzają się formy doskonale obtoczone obok ostrokrawędzistych. Często mają kwarcową obwódkę regeneracyjną utworzoną w osadzie, a niekiedy ta obwódka oddzielona jest od ziarna detrytycznego cieniutką powłoczką glaukonitu, rzadziej fosforanu.

Ostrokrawędziste okruchy skał ilastych rzadko zachowały się w większych, dochodzących do 6 cm długości elementach. Jako drobne strzępy stanowią one natomiast jeden z ważniejszych składników masy wypełniającej. Tutaj widać je bezładnie rozrzucone wśród ziarn kwarcu, często powgniatane i zdeformowane wśród twardszych elementów. Ich barwa jest szara, brunatno-szara lub też zielonkawa o mniej lub więcej intensywnym odcieniu w zależności od przebiegu procesu glaukonityzacji. Blaszki niezglaukonityzowane są rzadko bezbarwne, a ich zwykle brunatno-szare zabarwienie pochodzi od częściowo utlenionego pyłu siarczkowego. Ich wysoka dwójłomność i relief zbliżają je pod względem cech optycznych do ilitu. Agregaty ilaste zawierają przeważnie dużą domieszkę pelitu kwarcowego.

Glaukonit wykazuje w zlepieńcu międzygórskim bardzo urozmaicone formy wykształcenia świadczące, że tworzył się on w różnych etapach akumulacji materiału, konsolidacji skały oraz jej późniejszych przeobrażeń. W postaci bladozielonych drobnych blaszek zastępuje on spoiwo w różnych typach mułowców i fosforytów wnikając od zewnątrz do centrum otoczaka. Otacza cienkimi obwódkami skały kwarcowe lub też pojedyncze ziarna kwarcu; wnika w drobne spękania otoczaków i ziarn, przeobraża w mniej lub więcej jednorodne agregaty glaukonitowe okruchy skał ilastych, wypiera fosforany, zarówno w spoiwie detrytycznych fosforytów jak i w zespołach autogenicznych fosforanów. Ponadto tworzy on ziarna samodzielne, jednorodne o żywej zielonej barwie, przeważnie wydłużone i powciskane między ziarna kwarcu co wskazuje, że ziarna te jeszcze w stanie plastycznym dostawały się do osadu po przejściu niedalekiego transportu (pl. VI, fig. 2). Mniej liczne są ziarna glaukonitu o formach zaokrąglonych lub też ostrokrawędzistych, transportowane już w stanie sztywnym, a nawet kruszone. Wielkość ziarn glaukonitu dochodzi do 0,5 mm średnicy.

Glaukonit występujący w żyłkach przecinających zarówno otoczaki jak masę piaszczystą, stowarzyszony z kaolinitem, fosforanami i pojawiający się w sąsiedztwie żyłek gipsowych, ma charakter wyraźnie epigenetyczny.

Struktura i tekstura zlepieńca

Wśród elementów powyżej 1 cm średnicy przeważają otoczaki płaskie, dobrze ogładzone i ułożone przeważnie równolegle do uławicenia serii dolnego ordowiku. Najwyższy stopień kulistości spotyka się u kwarców żyłowych i niektórych fosforytów. W masie piaszczystej zlepieńca przeważają natomiast okruchy ostrokrawędziste i często o konturach postrzępionych (pl. VII, fig. 1). W ułożeniu pojedynczych ziarn kwarcu jak również glaukonitu w masie wypełniającej zlepieńca zaznacza się wyraźnie tekstura równoległa. Glaukonit pojawia się tu i ówdzie w częściowo porozrywanych, pierwotnie zapewnie ciągłych warstewkach.

Na podstawie studiów mikroskopowych składu zlepieńca z różnych poziomów, a zwłaszcza jego masy wypełniającej, stwierdzić można, że ilość otoczaków kwarców żyłowych zwiększa się w stosunku do innych składników w miarę posuwania się w kierunku serii stropowej zlepieńca.

Ogólna charakterystyka serii ordowiku leżącej nad zlepieńcami

Informacje dotyczące zmienności składu mineralnego piaskowców powyżej serii zlepieńcowej podaje tabela 3.

Z liczb podanych w tabeli 3 widać, że procent glaukonitu i fosforanów w piaskowcach obolusowych jest podobny jak w osadach piaszczystych ze spągu warstwy zlepieńcowej; nieznaczny spadek zawartości tych minerałów zaznaczył się bezpośrednio nad zlepieńcami (na podobne zjawisko zwróciłam uwagę w odniesieniu do wkładki zlepieńcowej w piaskowcach spągowych). W piaskowcach warstwy 3 zaznacza się lokalna koncentracja fosforanów (17,1%), a zawartość glaukonitu jest zmienna. W piaskowcach ortidowych glaukonit stanowi zupełnie podrzędny składnik i ma charakter allochtonicznego, częściowo zlimonityzowanego minerału.

Ze studiów mikroskopowych szlifów omawianych piaskowców zebrać można jeszcze i inne szczegóły. Piaskowce z *Obolus siluricus* charakteryzują się teksturą równoległą podkreśloną rytmiczną koncentracją minerałów ciężkich w warstewkach bardziej drobnoziarnistych (0,15 mm średnicy ziarn kwarcu), a koncentracją glaukonitu w warstewkach bardziej gruboziarnistych (do 0,5 mm średnicy). Mniej regularnie rozmieszczone są w tych piaskowcach warstewki wzbogacone w siarczek żelaza.

Tabela (Chart) 3

Skład mineralny piaskowców powyżej serii zlepieńców
Mineral composition of sandstones overlying the conglomerate series

Nazwa piaskowca według J. Samsonowicza 1928 / Name of sandstone after J. Samsonowicz 1928	Przeważnie kwarcytowy szaro-zielony, ciemny, z *Obolus siluricus* (warstwa 2) / Mainly quartzitic grey-green, dark, with *Obolus siluricus* (bed 2)				Zielonkawy z rdzawymi plamkami (warstwa 3) / Greenish with rusty patches (bed 3)		Ortidowy jasno-biały lub żółtawy z obfitą fauną (warstwa 4) / Orthidoid, clear-white or yellowish with a rich fauna (bed 4)		
Lp. w kierunku stropu (upwards)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kwarc (Quartz)	93.2	83.7	87.5	90.1	75.1	83.6	95.2	94.8	96.5
Glaukonit (Glauconite)	4.9	8.2	8.3	5.3	2.0	9.6	0.9	1.2	1.4
Fosforany (Phosphates)	1.0	2.0	3.3	3.0	17.1	4.8	2.6	1.2	1.2
Piryt i wodorotlenki żelaza (Pyrite and iron hydroxides)	0.9	6.0	0.5	0.6	1.3	1.0	1.3	2.8	0.9
Okruchy mułowców i kwarców żyłowych (Fragments of siltstones and vein quartz)			0.4	0.8	3.9	0.5			
Minerały ciężkie (Heavy minerals)		0.1		0.2	0.6	0.5			

w których ten minerał zastępuje fosforany w szczątkach ramienionogów (pl. VII, fig. 2), a miejscami tworzy obwódkę dokoła ziarn kwarcu. W niektórych warstewkach obserwować znów można limonityzację siarczku żelaza i glaukonitu. Ostatnio wymieniony minerał występuje tu, podobnie jak w masie piaszczystej zlepieńca, w ziarnach wydłużonych, przeważnie o kształtach dostosowanych do zarysów ziarn kwarcu: liczne są też strzępy zglaukonityzowanych łupków ilastych, obwódki dokoła ziarn kwarcu lub też zastąpienia kwarcowych obwódek regeneracyjnych. Fosforany zawarte są głównie w skorupkach ramienionogów, rzadsze są zlepki kwarcowo-fosforanowe, impregnacje spoiwa oraz obwódki dokoła ziarn kwarcu. W cechach strukturalnych piaskowców obolusowych należy podkreślić słabą obróbkę mechaniczną i lepsze wysortowanie ziarna niż w dolnych piaskowcach i masie piaszczystej zlepieńca. Ponadto charakterystyczne są w niektórych poziomach ślady śródformacyjnego rozmy-

wania osadu — nad warstewką wzbogaconą w piryt są wtrącenia piaskowców z okruchami kwarcowo-pirytowymi (pl. VIII, fig. 1), częściowo zlimonityzowanymi, a wyżej pojawia się warstewka wzbogacona w glaukonit.

Próbka z warstwy 3 piaskowców zielonkawych z rdzawymi plamkami zawiera śródformacyjną brekcję zbudowaną z ostrokrawędzistych okruchów fosforytów piaszczystych, scementowanych jaśniejszą niż w okruchach masą bladożółtego izotropowego fosforanu (pl. VIII, fig. 2). W tym spoiwie spotyka się szczątki fosforanowe ramienionogów, glaukonit, kryształki pirytu oraz gniazda intensywniej żółtego fosforanu o silniejszym niż spoiwo reliefie. Liczne są tu ziarna cyrkonu i niebieskiego lub oliwkowego turmalinu oraz gniazda kaolinitu. Glaukonit ma charakter reliktowy i jest korodowany przez fosforany lub piryt.

W piaskowcach ortidowych glaukonit pojawia się w nielicznych ziarnach, częściowo spirytyzowanych lub zlimonityzowanych oraz w obwódkach dokoła ziarn kwarcu, w których jest jednak wypierany przez fosforany. Ostatnio wymienione składniki występują głównie w skorupkach ramienionogów. Pośród okruchów skał w tych piaskowcach spotykane są głównie kwarce żyłowe.

W stropie piaskowców a poniżej wapieni pojawia się brekcja zbudowana z okruchów fosforytów i agregatów kwarcowo-pirytowych, o spoiwie częściowo węglanowym, przypuszczalnie głównie syderytowym.

Wapienie górnego ordowiku są bogate w szczątki fauny i zawierają gniazda częściowo zlimonityzowanego siarczku żelaza.

WARUNKI SEDYMENTACJI ZLEPIEŃCÓW Z MIĘDZYGÓRZA

Według A. Haddinga (1932, str. 83) glaukonit nie występuje nigdy w pierwotnych, nie podległych przeróbce zlepieńcach podstawowych transgresywnych serii morskich. Według wymienionego autora obecność tego minerału w gruboklastycznych osadach serii transgresywnych wiąże się zawsze z przeróbką starszej, częściowo lub całkowicie zniszczonej serii osadów włączonej w skład materiału zlepieńca. Jako przykład tego typu zlepieńca podaje A. Hadding zlepieniec obolusowy z Dalecarlia w Szwecji (1927, str. 88 i 148). Autor ten podkreśla jako zasadniczą prawidłowość w warunkach tworzenia się glaukonitu fakt, że powłoka glaukonitowa na skamieniałościach i otoczakach może się tworzyć tylko w zlepieńcach śródformacyjnych (1932, str. 78). Powyższe wnioski A. Haddinga zostały wprawdzie udokumentowane licznymi obserwacjami litologicznymi na terenie Szwecji, nie mogą być jednak — moim zda-

niem — uogólnione dla wszelkich gruboklastycznych osadów powstałych przy transgresji morskiej.

Zlepieniec z Międzygórza nie jest zlepieńcem podstawowym w ścisłym tego słowa znaczeniu, gdyż w jego spągu odsłaniają się warstwy piaskowca, stanowi jednak wraz z piaskowcem ciągłą serię transgresywną i nie ma charakteru zlepieńca śródformacyjnego. Mimo to powłoki glaukonitowe na otoczakach są jego cechą charakterystyczną. Obserwacje mikroskopowe szlifów z masy wypełniającej zlepieńca, a także piaskowców ze spągu i stropu serii zlepieńcowej wykazały jednak, że transgresja postępowała zwolna i mogły zachodzić zmiany w położeniu linii brzegowej. Do wniosków tych upoważniają następujące spostrzeżenia: 1° równomierne rozmieszczenie powłok glaukonitowych na otoczakach zlepieńca, 2° struktura piaszczystej masy wypełniającej, 3° zjawiska śródformacyjnej przeróbki materiału w warstwach ze spągu i stropu serii zlepieńcowej.

Nagromadzenie mułu glaukonitowego w strefie płytkowodnej morza ordowickiego mogło się rozpocząć już w okresie poprzedzającym główną fazę akumulacji zlepieńca. Warunki tworzenia się glaukonitu można w tym przypadku wyjaśnić w świetle wyników badań I. Hesslanda nad serią transgresywną utworów kredowych Ahus okręgu Kristianstadt w Szwecji. Autor ten dochodzi do wniosku (1950), że jeśli glaukonit tworzy się w warunkach transgresji morskiej, to zachodzi to w przypadku, gdy zanurzający się ląd jest silnie zwietrzały przy obfitym wydzielaniu się kaolinitu i dopływie potasu oraz krzemionki do wody morskiej. I. Hessland, podobnie jak L. Cayeux (1897) i C. Correns (1952), jest zwolennikiem poglądu, że zawartość potasu w wodzie morskiej jest zbyt niska, aby odgrywała zasadniczą rolę przy tworzeniu się glaukonitu; przyjmuje więc konieczność dodatkowego źródła potasu.

W mojej pracy dotyczącej chalcedonitów tremadoku Gór Świętokrzyskich (1957) starałam się wytłumaczyć różnice w składzie mineralnym ordowiku z Wysoczek i Międzygórza odmiennym charakterem erodowanych skał. Należy również pamiętać, że prekambryjski masyw krystaliczny był bliżej Wysoczek niż Międzygórza, co niewątpliwie miało wpływ na skład mineralny osadów ordowiku. Uderzający jest jednak prawie zupełny brak skaleni w ordowiku z Międzygórza i obecność tylko najodporniejszych ciężkich minerałów wobec faktu, że w skład zlepieńców wchodzi niewątpliwie głównie materiał otoczakowy z kambru, w którym skalenie stanowią zwykle kilka procent w składzie mineralnym, a wśród minerałów ciężkich spotyka się granat. Przypuszczenie, że ląd na obszarze dzisiejszej niecki międzygórskiej był przed transgresją morza ordowickiego silnie zwietrzały, rozwiązuje powyższe trudności. Przyczyną odmiennych warunków w różnych częściach lądu kambryj-

skiego w Górach Świętokrzyskich mogły być różne stosunki morfologiczno-hydrologiczne lub też późniejszy, według J. Samsonowicza (1934), czas ingresji morza w Międzygórzu niż w Wysoczkach.

W początkowych etapach transgresji w Międzygórzu na nierówny, morfologicznie zróżnicowany ląd przykryty zwietrzeliną, koagulat o składzie glaukonitu, wytrącony pod wpływem elektrolitów wody morskiej, gromadził się wraz z piaskiem kwarcowym i materiałem ilasto-mułkowym w zacisznych obszarach strefy płytkowodnej. Następnie fale morskie atakowały bardziej skaliste wybrzeże, tworząc pierwsze osady zlepieńców, które zbudowane z nie dość jeszcze zwięzłych otoczaków skał nadwietrzałych, obfitujących we wkładki ilaste, ulegały częściowemu rozmywaniu na osady piaszczyste. W miarę usuwania zwietrzeliny i dostępu fal morskich do bardziej zwięzłego podłoża mogły nastąpić warunki dla akumulacji żwirów, które weszły w skład głównej serii zlepieńca. W ciągu tych procesów ziarna kwarcu, otoczaki mułowców i detrytycznych fosforytów, a także okruchy skał ilastych były otulane świeżym koagulatem glaukonitu. Z bardziej stężałych żelów tego minerału tworzyły się ziarna, wchodzące, wraz z luźnym materiałem kwarcowym i pokruszonymi w czasie obróbki żwirów w strefie przybrzeżnej mniej zwięzłymi elementami skalnymi, w skład piaszczystej masy wypełniającej zlepieńca.

W sedymentacji warstw nad zlepieńcami odzwierciedlona jest stopniowa peneplenizacja na lądzie w zmniejszeniu się wielkości ziarna i sporadycznym tylko występowaniu okruchów skał. Glaukonit tworzy się jeszcze aż do wyczerpania nagromadzonego w niektórych strefach płytkiego morza koagulatu o odpowiednim składzie. Zmiany w warunkach sedymentacji zachodzą etapowo; okresowo środowisko jest redukcyjne, glaukonit staje się nietrwały, zastępowany jest przez piryt i fosforany; okresowo pojawiają się spłycenia, rozmywania osadu, tworzenie brekcji śródformacyjnych; glaukonit jednak stopniowo zanika, gdyż brak jest dowozu odpowiednich składników z lądu. Wreszcie ustaje dopływ materiału detrytycznego, a w zbiorniku morskim ustalają się warunki pH sprzyjające sedymentacji węglanowej.

Przedstawiony tu przebieg sedymentacji ordowiku okolic Międzygórza w oparciu o petrograficzne obserwacje, zgodny jest z wnioskami J. Samsonowicza, który przy omawianiu cyklu sedymentacyjnego ordowiku Gór Świętokrzyskich (1934, str. 78) pisze, że

„.... w części Łysogór wschodniej (Międzygórz, Lenarczyce) bliżej lądu, odbywały się parokrotne oscylacje dna morskiego, powodując nawet jego wynurzanie się i przerwę w sedymentacji".

POCHODZENIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO ZLEPIEŃCÓW Z MIĘDZYGÓRZA

Większość materiału tworzącego zlepieńce pochodzi przypuszczalnie z erozji osadów kambryjskich. Należą tu otoczaki i mniejsze ostrokrawędziste okruchy mułowców kwarcytowych i kwarcytów oraz większość zespołów kwarcowo-fosforanowych. Analogia w strukturze i rozmieszczeniu minerałów ciężkich oraz gniazd kaolinitowych ukazująca się przy mikroskopowej obserwacji okruchów mułowców kwarcytowych i fosforytów wskazuje, że te ostatnie musiały tworzyć konkrecje i wkładki w osadach kambryjskich. W obecnie odsłoniętych utworach kambru konkrecje fosforytowe są rzadkie (Kozłowski 1931), mogły być jednak znacznie więcej rozpowszechnione w osadach już zerodowanych. Do utworów fosforanowych syngenetycznych zaliczam — obok fosforanowych szczątków organicznych — zlepki kwarcowo-fosforanowe o poszarpanych konturach, wciśnięte w masę piaszczystą zlepieńca, sfosfatyzowane okruchy skał ilastych, okruchy brekcji śródformacyjnych o spoiwie fosforanowym, obwódki dokoła ziarn kwarcu i otoczaków zastępowane częściowo przez glaukonit — a wreszcie różnego kształtu sferolity i gniazda w spoiwie zlepieńca.

Co do źródła okruchów skał ilastych w zlepieńcach międzygórskich można przyjąć dwie alternatywy — albo są to iły kambryjskie, albo śródformacyjne okruchy ordowickie. Przy transgresji morza na nierówny ląd mogły się tworzyć miejscami niewielkie, częściowo odcięte od otwartego oceanu zbiorniki, w których gromadziła się zawiesina ilasta skonsolidowana po wyschnięciu zbiornika, ponownie rozmyta, częściowo zglaukonityzowana lub sfosfatyzowana i włączona do zlepieńca. Z badań J. Kuhla nad kambrem Gór Pieprzowych (1931) wynika jednak, że przyjęcie drugiej alternatywy nie jest konieczne. Materiał mógł pochodzić z kambru pod warunkiem, że źródło materiału było niedalekie i agregaty ilaste nie uległy rozdrobnieniu w czasie transportu.

Pojedyncze ziarna kwarcu masy piaszczystej zlepieńca wykazujące zróżnicowany charakter obróbki mechanicznej mogły mieć dwa źródła — piaskowce kambryjskie mało zwięzłe i nie występujące z tej przyczyny wśród otoczaków, oraz bardziej odległe tereny zniszczonych masywów krystalicznych, z których rzeki przynosiły piasek wraz z otoczakami kwarców żyłowych.

Jak wspomniałam, otoczaków tych przybywa w wyższych poziomach zlepieńców z Międzygórza.

WARUNKI KONCENTRACJI FOSFORANÓW I ICH ZWIĄZEK GENETYCZNY Z GLAUKONITEM W UTWORACH PIASZCZYSTO-ZLEPIEŃCOWYCH ORDOWIKU OKOLIC MIĘDZYGÓRZA

Studium składników zlepieńca wskazuje, że przeważają w nim fosforyty okruchowe pochodzące z erozji kambru. Ponadto jednak fosforany gromadzą się w ordowiku Międzygórza na drodze biochemicznej w skorupkach ramienionogów oraz w różnych utworach powstałych wskutek chemicznego wytrącania się fosforanów na ziarnach i otoczakach oraz w spoiwie zlepieńców i piaskowców. Obfitość ramienionogów o skorupkach fosforanowych a brak węglanu wapnia w osadzie wskazuje na panujące, przynajmniej okresami, niskie pH środowiska sprzyjające koncentracji fosforanów.

Warunki sprzyjające nieorganicznemu wytrącaniu się fosforanów mogły być związane z okresowo stagnującymi wodami w nadbrzeżnych zbiornikach morskich, gdzie — jak przypuszcza I. Hessland (1950, str. 53) w oparciu o wyniki badań limnologicznych — tworzą się przy rozkładzie organizmów czy okruchów mineralnych bogatych w fosfór łatwo rozpuszczalne związki fosforu dwu- i trójwartościowego. Przy połączeniu zbiornika z otwartym oceanem i lepszym jego przewietrzeniu wytrącają się fosforany, w pierwszych stadiach żelazowe, w późniejszych — wapniowe. Jeśli żelazo zostało zużyte na wytrącanie siarczków, od razu może dojść do przewagi fosforanów wapnia w osadzie.

Obserwowane często, zwłaszcza w osadach platformowych, stowarzyszenie glaukonitu z fosforanami, interpretowane jest w sposób raczej ogólnikowy podobnymi warunkami fizyczno-chemicznymi tworzenia się tych minerałów oraz sprzyjającymi ich nagromadzeniu przerwami w sedymentacji. W pracy I. Hesslanda znajdujemy bardziej szczegółowo nakreślony obraz środowisk — konieczna jest tu przede wszystkim rytmiczna zmienność warunków zbiornika stagnującego i dobrze przewietrzanego. Podobnie jak związki fosforu dwu- i trójwartościowego, tak i związki żelaza dwuwartościowego są stosunkowo łatwo rozpuszczalne i dlatego ulegają koncentracji w roztworze w zbiorniku stagnującym bogatym w CO_2. Glaukonit zawierający w przewadze żelazo trójwartościowe wytrąca się przy nieznacznym wzroście potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w stosunku do redukcyjnego środowiska koncentracji żelaza w roztworze.

Obserwowane w badanych osadach wzajemne wypieranie się fosforanu i glaukonitu jest związane przypuszczalnie z łatwością przechodzenia tych związków w stan koloidalny, a także ze zróżnicowaniem się ich stosunków ilościowych i trwałości w różnych środowiskach. W niższych poziomach ordowiku Międzygórza obserwuje się zjawisko wypie-

rania i zastępowania fosforanów przez glaukonit, przeciwne stosunki zachodzą w poziomach nad zlepieńcami. Przypuszczalnie fosforany są mniej czułe na zmiany Eh niż glaukonit; główną jednak przyczynę ustępującej roli glaukonitu widzę w zaniku w dowozie krzemionki, żelaza i potasu z lądu.

Jak widać z liczb podanych w tabelach, procent autogenicznych fosforanów odgrywa na ogół niewielką rolę w osadach ordowiku Międzygórza. Zwróciłam jednak na te związki szczególną uwagę ze względu na ich urozmaicony charakter widoczny w obrazach mikroskopowych, a także na specyficzne środowisko ich tworzenia się przy powolnej ingresji morza na nierówny ląd i okresowym tworzeniu się stagnujących zbiorników wodnych.

ZJAWISKA PÓŹNEJ DIAGENEZY I MINERALIZACJI W ORDOWIKU MIĘDZYGÓRZA

Zjawiska te nie były przeze mnie systematycznie badane jako nie wiążące się ściśle z zagadnieniem genezy zlepieńców. Wspominam o nich dla wyjaśnienia niektórych szczegółów podanych w opisach mikroskopowych analizowanych skał. Jak wynika z tych opisów, już po częściowej konsolidacji utworów piaszczysto-zlepieńcowych zachodziły tu przemieszczenia substancji glaukonitowej, jej rozmiękczanie wskutek ciśnienia warstw nadległych lub innych zmian warunków środowiska, wnikanie dośrodkowo-koncentryczne w głąb otoczaków lub też w różne mniej lub więcej regularne spękania. Zachodziły też zjawiska diagenetycznej glaukonityzacji łyszczyków wewnątrz otoczaków mułowców, przy czym tworzył się bladozielony glaukonit typu folidoidu, zgodnie z wynikami obserwacji K. Smulikowskiego (1954, str. 119).

Zjawiska późnej diagenezy dotyczą też wędrówki fosforanów wypełniających spękania i stanowiących żyłki samodzielne lub w stowarzyszeniu z glaukonitem, autogenicznym kwarcem i kaolinitem, czasem pirytem.

Interesującym zjawiskiem obserwowanym w szlifach mikroskopowych skał badanych są mikrostylolity, przebiegające zwykle poprzecznie do warstewkowania, rzadziej równolegle, zbudowane z pofałdowanych warstewek bezbarwnych minerałów blaszkowatych, przetkanych substancją bitumiczną i zawierających koncentracje minerałów ciężkich.

Wiek tych wszystkich zjawisk nie jest możliwy do ustalenia, ale przypuszczalnie mamy tu do czynienia z kilku generacjami żyłek. Niektóre spękania mogły być związane z wysychaniem krzemionkowego spoiwa osadu, inne są natury tektonicznej. Do najmłodszych utworów na-

leżą przypuszczalnie żyłki wypełnione gipsem, przebiegające równolegle lub poprzecznie do innych, a także żyłki limonitowe, których przebieg na większą skalę można obserwować w terenie.

Nie mam żadnych danych obserwacyjnych co do przypuszczalnej pierwotnej obecności węglanu w spoiwie zlepieńca z Międzygórza. Szerokie obwódki regeneracyjne dokoła ziarn kwarcu świadczące, że często ziarna te nie stykały się w pierwotnym osadzie, mogłyby nasunąć wniosek, że pierwotne spoiwo było wapniste, gdyż żel krzemionkowy nie mógł być w okresie sedymentacji dostatecznie sztywny, aby rozdzielić ziarna klastyczne. Nie mam jednak wystarczających argumentów, aby ten wniosek wysunąć. Przeciwnie, obecność licznych szczątków ramienionogów o skorupkach fosforanowych przemawia raczej za środowiskiem nie sprzyjającym wytrącaniu się węglanów w okresie sedymentacji serii piaszczysto-zlepieńcowej ordowiku z Międzygórza.

Zakład Petrografii Skał Osadowych
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w maju 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

BLASZKE R. 1957. Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Praca magisterska w maszynopisie. Arch. Zakładu Petrografii Skał Osadowych U. W. Warszawa.

CAYEUX L. 1897. Contribution à l'étude micrographique des roches sédimentaires. Mém. Carte Géol. détaillée de la France. Paris.

CORRENS C. W. 1952. Zur Geochemie des Eisens (Symposium sur les gisements de fer du Monde). — Congr. Géol. Int. Alger, vol. II. Alger.

HADDING A. 1927, The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden. — Medd. Lunds Geol. — Miner. Inst. Nr 32. Lund.

— 1932. The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. Glauconite and glauconitic rocks. — Ibidem, Nr 51.

HESSLAND I. 1950. Investigation of the Senonian Kristianstad District S. Sweden. Sedimentation and lithogenesis of the Ahus Series. — Bull. Geol. Inst. Uppsala, 34 Uppsala.

KOTANSKI Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. · Wyd. Geol. Warszawa.

KOZŁOWSKI R. 1931. Fosforyty w utworach kambryjskich Sandomierza (Phosphorites cambriens de Sandomierz). — Spraw. P. I. G. (C. — R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. VI, z. 4. Warszawa.

KUHL J. 1931. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowokambryjskimi Gór Pieprzowych okolic Sandomierza (Compte-rendu des recherches pétrographiques du Cambrien moyen des environs de Sandomierz). — Pos. Nauk. P. I. G. (C. — R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 29. Warszawa.

SAMSONOWICZ J. 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des montagnes de Święty Krzyż (Sainte Croix), Pologne centrale). — Spraw. P. I. G. (C. — R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), t. I, z. 1. Warszawa.

— 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1927 w okolicach Międzygórza na arkuszu Sandomierz mapy 1 : 100 000 (Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1927 pour la feuille Sandomierz, Massif de S-te Croix). — Pos. Nauk. P. I. G. (C. — R. Séanc. Inst. Géol. Pol.), nr 19-20. Warszawa.

— 1934. Objaśnienia arkusza Opatów. — Ogólna mapa geologiczna Polski, zeszyt 1. P. I. G. Warszawa.

SMULIKOWSKI K. 1954. The problem of glauconite (Zagadnienie glaukonitu). — Arch. Miner., t. XVIII, z. 1. Warszawa.

TOMCZYK H. 1954. Stratygrafia gotlandu niecki Międzygórskiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie fauny z łupków graptolitowych (Stratigraphy of the Gothlandian of the Międzygórz Basin — Święty Krzyż Mts. — on the basis of the fauna from the graptolitic shales). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol) 93. Warszawa.

TURNAU-MORAWSKA M. 1957. Warstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich (Chalcedonites and associated rocks of the Tremadoc in the Holy Cross Mountains — Central Poland). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVII, z. 1—4. Kraków.

М. ТУРНАУ-МОРАВСКА

ГЛАУКОНИТОВЫЙ КОНГЛОМЕРАТ НИЖНЕГО ОРДОВИКА РАЙОНА МЕНДЗЫГУЖА В СВЕНТОКЖИСКИХ ГОРАХ

(Резюме)

На основании петрографического изучения глауконитового конгломерата и сопутствующих ему ордовикских пород района Мендзыгужа автор старается показать условия трансгрессии ордовикского моря. Особенное внимание обращает она на среду формирования глауконита строящего оболочки гальки и выступающего в разных формах и генерациях в песчаной массе конгломерата. Рассматривается также проблема обнаруженных в этой массе автогенных фосфатов и взаимного замещения фосфатов и глауконита. Принимая во внимание результаты наблюдений многих исследователей, а особенно Гаддинга (1927, 1932) доказывающих, что глауконит образуется в условиях прерываемой седиментации и в общем не свойствен грубообломочным отло-

жениям возникающим во время морской трансгрессии, автор предполагает, что трансгрессия поступала медленно, менялось положение береговой линии и процессы осаждения гравия подвергались временному прерыванию. Совместное наличие глауконита и автогенных фосфатов в исследуемых осадках автор объясняет временными изменениями аэрации, какие происходили в морском бассейне в первых фазах трансгрессии на неровный рельеф кембрийской суши. Взаимное замещение этих минералов в оболочках гальки и разных агрегатах совмещающих масс конгломерата автор объясняет лёгкостью изменений коллоидного состояния этих минералов. В нижнем отделе ордовика глауконит обильно образующийся благодаря приносу железа и калия с подвергавшегося выветриванию материка замещает фосфаты. В высших партиях осадка процесс протекает в обратном направлении вследствие менее благополучных условий для формирования глауконита.

M. TURNAU-MORAWSKA

A GLAUCONITIC CONGLOMERATE FROM THE LOWER ORDOVICIAN IN MIĘDZYGÓRZ, HOLY CROSS MOUNTAINS, CENTRAL POLAND

(Summary)

ABSTRACT: On results of petrographic studies concerning the Ordovician conglomerate of Międzygórz and particularly on the character of glauconite and authigenic phosphates in this rock, suggestions are made as to the conditions accompanying transgressive movements of the Ordovician sea.

After a petrographic study of the glauconitic conglomerates from the Ordovician of Międzygórz the writer presents her conclusions as to the environmental conditions of marine transgression. These conglomerates are mainly composed of well rounded pebbles of siltstones and phosphorites derived from Cambrian rocks; fragments of shales, vein quartzes and cherts are less abundant. The matrix of the conglomerate is composed of quartz grains, glauconite, phosphatic shells of brachiopods, authigenic phosphates, pyrite, sometimes limonite. Glauconite crusts on most of the siltstone and phosphorite pebbles are particulary interesting. On some pebbles, by means of microscopic examination one may observe a crust of yellow isotropic phosphates gradually passing into an outer

glauconite crust. The various aspects of glauconite occurring in the matrix indicate various stages of its formation. This mineral forms a fine coating on quartz grains and fills minute cracks in these grains, it changes the clay lumps into more or less homogeneous glauconite aggregates, it partly replaces the authigenic phosphates. Moreover, glauconite is seen in grains of an intense green colour, mostly elongated and squeezed in between quartz grains; these grains must have been plastic on being embedded in the sand. Rounded or angular grains of glauconite, transported in a rigid state and showing some traces of wear are rarer. Finally we may note a pale-green scaly glauconite in epigenetic veinlets of the rock, often associated with kaolinite and phosphates. These veinlets are intersected by other, perhaps younger veinlets, containing gypsum and limonite.

In the finegrained sandstones overlying the conglomerate layer of about 8 m. thickness, the glauconite percent is initially still considerable, in the higher levels this mineral is unstable, replaced by pyrite and phosphates, finally it appears only in allogenic decomposed relics. Most interesting are intraformational phosphorite breccias and other traces of reworking of the sediment.

When interpreting the transgressive movements of the Ordovician sea, the writer discusses Hadding's (1932, p. 83) opinion that „as a rule glauconite is never present in real, primary basal beds in the marine series of strata.... Wherever this mineral occurs in a "basal conglomerate" the remains of an older, wholly or partly desintegrated series of strata are included in the same. This is for instance the case with the Obolus conglomerate in Dalecarlia (see Hadding 1927, pp. 88 and 148)". According to Hadding "glauconitic crusts on fossils and pebbles were formed on negative sedimentation taking place (as a rule with formation of intraformational conglomerate)", (1932, p. 78). These conclusions of Hadding were documented by numerous lithological observations in the Paleozoic of Sweden, but according to the writer they cannot be generalized for all coarsegrained clastic rocks formed during transgressive movements.

The conglomerates of Międzygórz are not basal conglomerates in a restricted sense, but they are basal conglomerates on a sedimentary base formed during transgression, and show no features of intraformational conglomerate. Nevertheless the glauconitic crusts on pebbles are their characteristic stamp. One may, however, suppose here moderate transgressive movements with washing effects during these movements, changes in the position of the shore line and short stages of negative sedimentation. These conclusions are based upon following observations: 1) character of glauconite coating on pebbles, 2) texture of matrix in

which are embedded angular and paralleldisposed fragments of crushed pebbles, 3) traces of intraformational reworking, occurring in the bottom and top of the conglomerate series.

The writer explains the conditions of glauconite formation in the studied rocks, with reference to the investigation results of Hessland (1950) concerning the Senonian Ahus Series of Kristianstad, Sweden which had been formed during transgression. On lithological and geological observations Hessland arrives at the conclusion that glauconite forms abundantly as a result of marine transgression over a deeply weathered land surface. Under these conditions great quantities of silica, iron and potassium are carried to the sea and fixed as glauconite. According to Hessland the potassium content in sea water is low and cannot play any important role in glauconite formation, hence an additional supply is here necessary. This agrees with the opinions of L. Cayeux (1897) and C. W. Correns (1952).

The writer supposes that glauconite formation in the transgressive series of Międzygórz was most abundant during the first stages of marine transgression over a land of rather irregular physiography. This land had a weathered crust, and the soluble products of desintegration were, by means of electrolytes, precipitaded into the sea, as glauconite. The coagulates of this mineral were accumulated with quartz sand in calmer regions of the shallow sea. After removal of the weathering crust, gravels composed mainly of siltstones and detrital phosphorites were formed in a later stage of transgression. During the accumulation processes the pebbles were coated with recently flocculated glauconite and less resistant rocks were crushed and split up. More rigid glauconite aggregates produced glauconite grains present in the matrix and associated with quartz grains from unconsolidated Cambrian rocks.

In sediments overlying the conglomerates, glauconite becomes unstable and finally vanishes in result of the exhaustion of elements necessary for its formation. The microscopic aspect of these rocks in thin section shows that changes in sedimentation conditions proceeded gradually and were interrupted by negative sedimentation and reworking of the deposit. Intraformational breccias appear, locally enriched in phosphates. An organic deposition of carbonates commenced as the afflux of terrigenous material diminished and was finally checked, and the pH increased in a better and more steadily ventilated environment.

These conclusions agree with the opinion of J. Samsonowicz (1934, p. 78) concerning the sedimentation conditions of the investigated Ordovician. That author supposes several oscillations of the sea level in the sedimentation cycle, associated with negative sedimentation and even emersion.

In her considerations of the environmental problems of the Ordovician of Międzygórz the writer discusses the deposition of phosphates and their relation with glauconite. Detrital phosphorites eroded from the Cambrian prevail, but phosphates are also concentrated in shells of brachiopods and in various authigenic aggregates, appearing in the cement of the rock. The author supposes that the inorganic concentration of phosphates could proceed in temporarily stagnant water bodies. According to Hessland (1950, p. 53), in such environment phosphorus is enriched in bivalent state. As soon as the water is ventilated, iron phosphate and then calcium phosphate is precipitated. In sulphur-rich water iron is withdrawn in a bivalent state as sulphide and the phosphates are precipitated mainly as calcium phosphates. Glauconite may originate in various manners but repeated alternating periods of stagnation and ventilation are probably favorable to its formation. Bivalent iron is enriched in periods of stagnation and precipitated in a better ventilated environment in the form of glauconite with prevailing trivalent iron.

The mutual replacement of glauconite and phosphates in the investigated deposits is explained by the writer as resulting from an easy deflocculation of both substances. In the lower Ordovician the more abundant glauconite replaces phosphates in the crusts of pebbles and authigenic aggregates in the cement. In the upper Ordovician the changes proceed in reverse direction because of conditions less favourable for glauconite.

Institute of Petrography of Sedimentary Rocks
of the Warsav University
Warszawa, May 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ V-VIII
DESCRIPTION OF PLATES V-VIII

PL. V

Fig. 1

Obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu w piaskowcu dolnego ordowiku z Międzygórza
× 100
Nikole skrzyżowane

Secondary outgrowths on quartz grains in the Lower Ordovician sandstone of Międzygórz
× 100
Crossed nicols

Fig. 2

Agregat kwarcowo-fosforanowy w piaskowcu z dolnego ordowiku z Międzygórza
× 39
Nikole skrzyżowane

Aggregate of quartz and phosphates in the Lower Ordovician sandstone of Międzygórz
× 39
Crossed nicols

PL. VI

Fig. 1

Obraz mikroskopowy otoczaka fosforytu ze zlepieńca z Międzygórza
× 39
Bez analizatora

Microscopic aspect of a phosphorite pebble from the conglomerate of Międzygórz
× 39
Without analyser

Fig. 2

Glaukonit w masie piaszczystej zlepieńca
× 39
Bez analizatora

Glauconite in the matrix of the conglomerate
× 39
Without analyser

PL. VII

Fig. 1

Masa piaszczysta zlepieńca
× 39
Nikole skrzyżowane

Matrix of the conglomerate
× 39
Crossed nicols

Fig. 2

Impregnowany siarczkiem żelaza szczątek ramienionoga w piaskowcu znad zl pieńca ×

Bez analizato

Fragment of brachiopod shell impregnated with iron sulphide in the sandsto overlying the conglomerate ×

Without analys

PL. VIII

Fig. 1

Piaskowiec znad zlepieńca. Okruch kwarcowo-pirytowy ze śródformacyjnej prz róbki wkładki z koncentracją siarczków ×

Bez analizato

Sandstone overlying the conglomerate. Fragment of a quartz-pyrite intercalati from intraformational reworking ×

Without analys

Fig. 2

Brekcja fosforytowa spośród piaskowców zielonkawych z warstwy trzeciej ×

Bez analizato

Phosphorite breccia from the sandstone series overlying the conglomerate ×

Without analys

Wszystkie fotografie wykonał J. Burchart
All photographs by J. Burchart

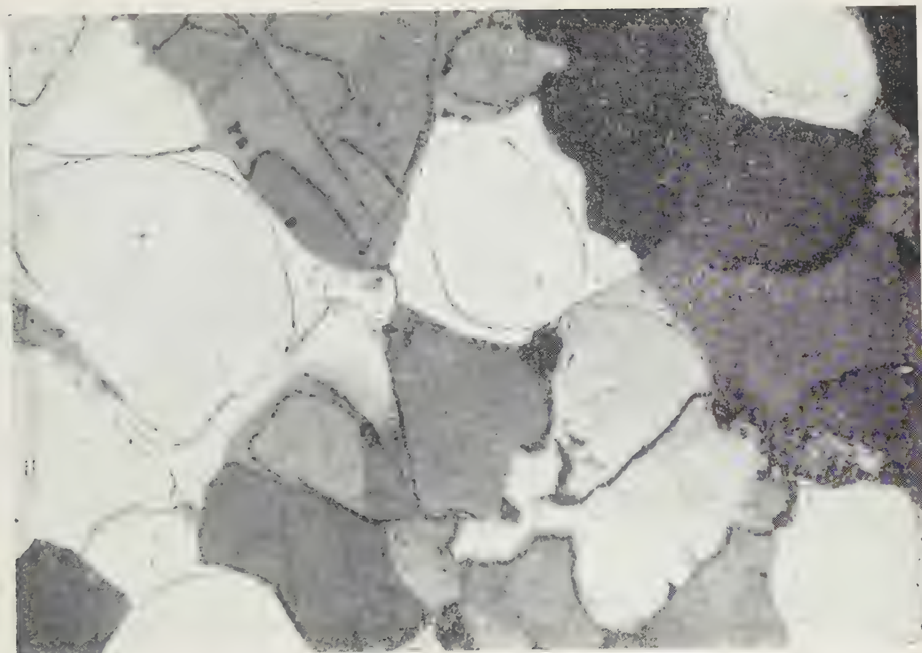


Fig. 1

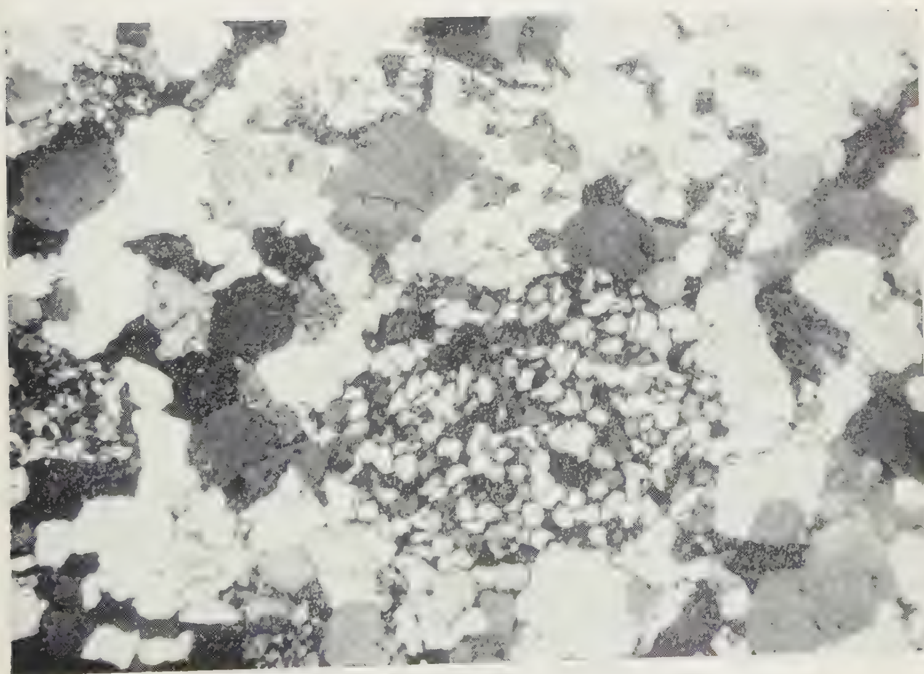


Fig. 2

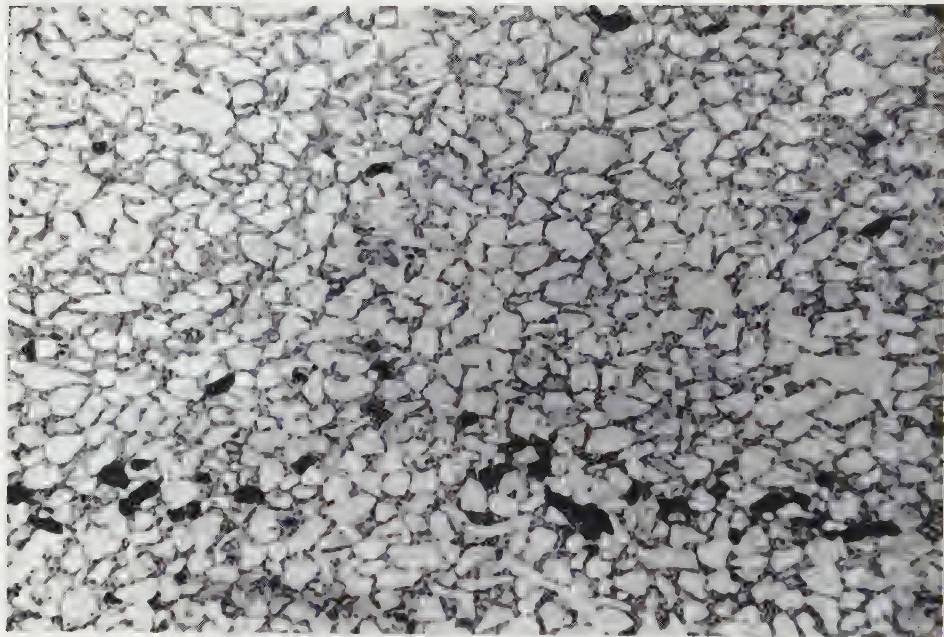


Fig. 1

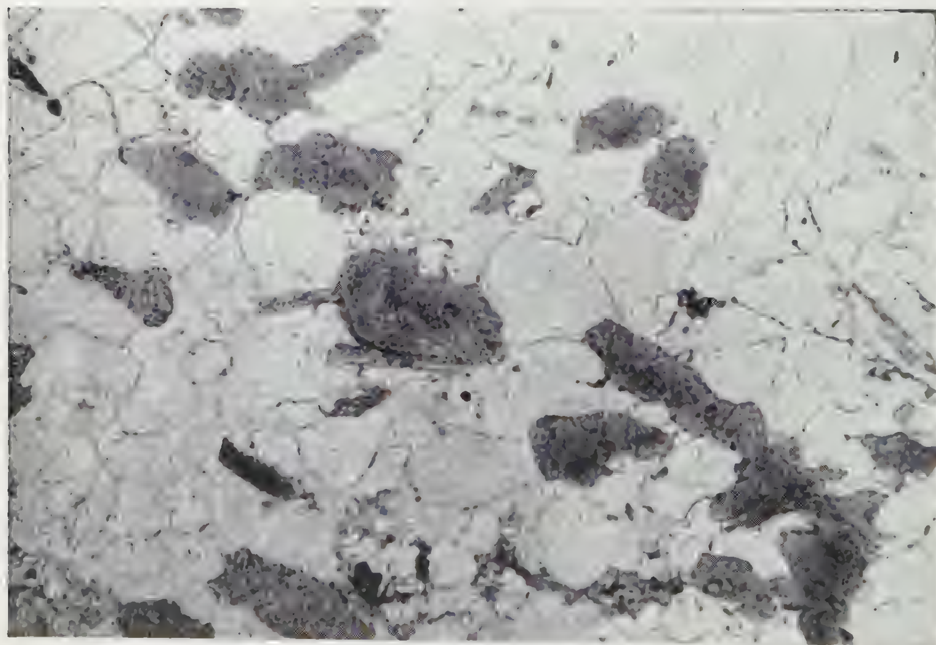


Fig. 2

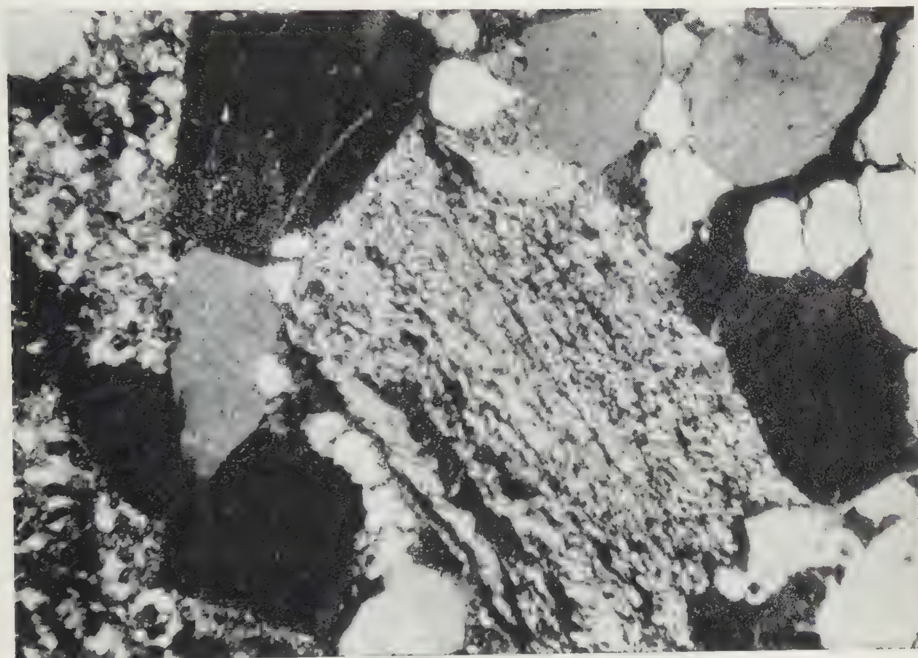


Fig. 1

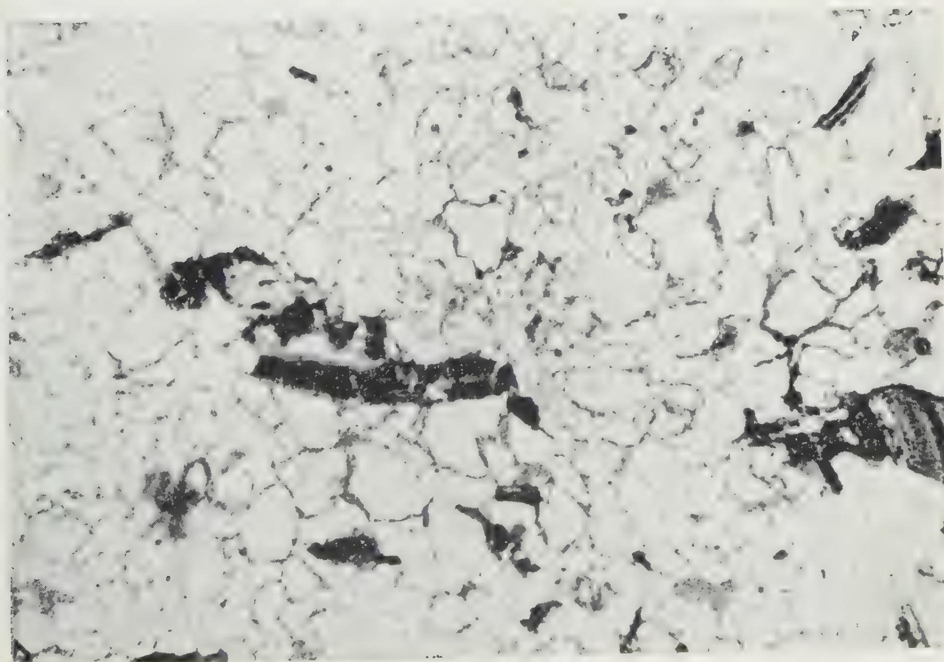


Fig. 2

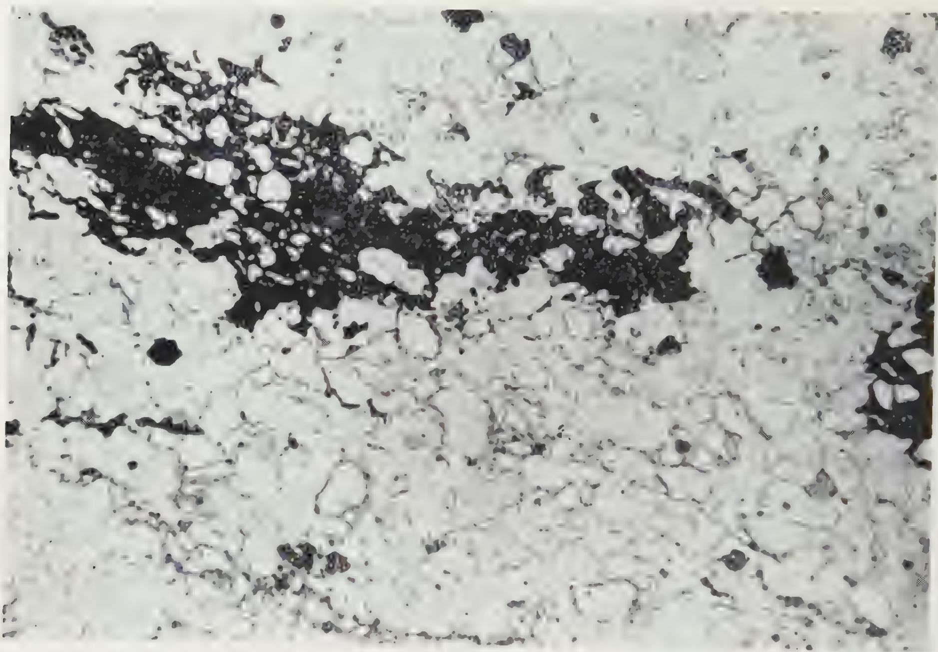


Fig. 1

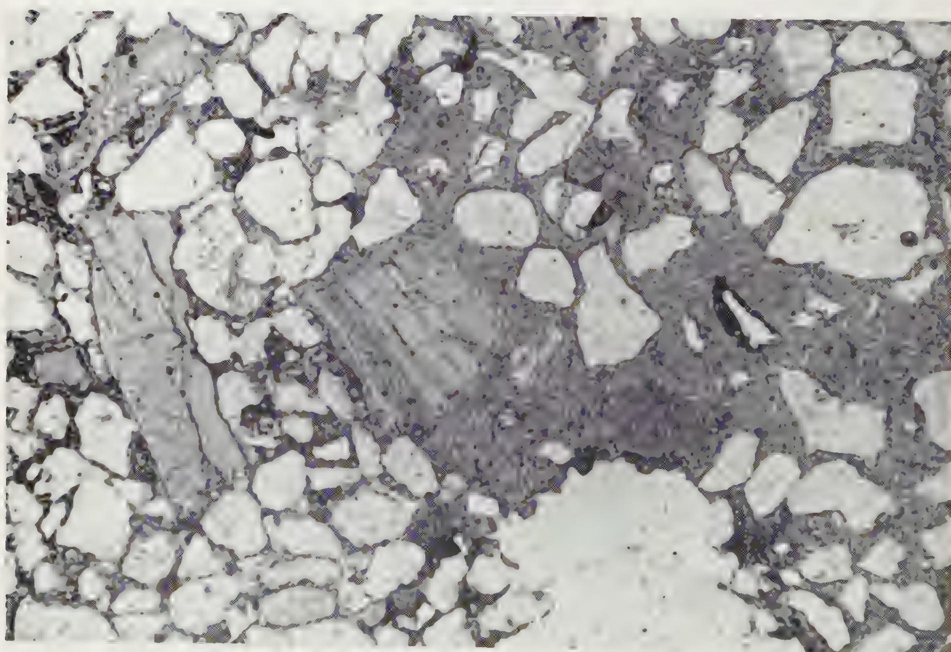


Fig. 2

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 2

KONRAD KONIOR

Kontakt płaszczowiny podśląskiej z miocenem i miocenu z karbońskim podłożem w wierceniu C 10 koło Cieszyna

STRESZCZENIE: Kontakt płaszczowiny podśląskiej z autochtonicznym miocenem w wierceniu C 10 znajduje się na głębokości 598,70 m. Na tej głębokości zlustrowane na drobne łuseczki łupki spągowe płaszczowiny podśląskiej przytykają bezpośrednio do zupełnie tektonicznie nie przeobrażonych iłołupków mioceńskich. Nawet w bezpośrednim sąsiedztwie roztartych utworów podśląskich nie zauważa się żadnego tektonicznego wpływu nasuwających się mas fliszowych na utwory autochtonicznego miocenu. Ten ostry kontrast najwyraźniej wskazuje na lekkie tylko zesunięcie lub też zepchnięcie mas płaszczowiny podśląskiej i wyższej — cieszyńskiej, na utwory mioceńskie. Kontakt autochtonicznego miocenu z warstwami karbońskimi znajduje się na głębokości 635,40 m. U podstawy zlepieńców spągowych miocenu występują bloki i większe odłamki nieobtoczonych miejscowych piaskowców i łupków karbońskich. Obecność ich rzuca światło na początkowy okres przebiegu i rozwoju transgresji mioceńskiej w rejonie Cieszyna.

Wiercenie C 10 przeprowadzane obecnie na terenie Mnisztwa koło Cieszyna, dzięki pełnemu rdzeniowaniu mechanicznemu, dostarczyło wyjątkowo kompletnego profilu przewierconych warstw. Ubytki w pobranych rdzeniach są nieznaczne i wynikają ze względów czysto technicznych. W tej sytuacji obraz dostarczony przez wydobyte rdzenie można uznać za odpowiadający w pełni rzeczywistemu profilowi. Szczególnie interesująco przedstawia się kontakt warstw płaszczowiny podśląskiej z miocenem autochtonicznym i kontakt miocenu z karbońskim podłożem. Pierwszy z nich jest kontaktem tektonicznym, a drugi ma charakter kontaktu stratygraficznego. Krótkie omówienie obydwu kontaktów stanowi temat niniejszego artykułu.

W wierceniu C 10 warstwy podśląskie przewiercono od głębokości 509,30 do 598,70 m, natomiast miocen autochtoniczny od głębokości 598,70 do 635,40 m. Poniżej wiercenie weszło już w warstwy karbonu produktywnego.

Dla przedstawienia wzajemnego stosunku płaszczowiny podśląskiej i autochtonicznego miocenu i tego ostatniego do karbonu wybrano part rdzeni od głębokości 583,60 m do 641,00 m (fig. 1). W obrębie tych gł bokości pozostają obydwa omawiane kontakty. Tę partię rdzeni sfotograf wano, a zdjęcia fotograficzne zestawiono następnie według głębokości w ciąg profil (pl. IX i X). Poszczególne warstwy wyróżnione w opisie profilu otworu n odcinku od 583,60 m do 641,00 m oznaczono kolejnymi liczbami umieszczonymi n początku opisu każdej warstwy. Liczbą 1 oznaczono piaskowce i łupki karbon produktywnego; liczby coraz wyższe oznaczają poszczególne wydzielone w profil warstwy według ich kolejnego następstwa od dołu, nie zaś według wieku. Dlateg np. warstwy podśląskie mają symbole liczbowe wyższe aniżeli znacznie od nic młodsze utwory miocenu. Równocześnie rożne liczby mogą w obrębie płaszczowin podśląskiej oznaczać równowiekowe utwory. Do chwili przeprowadzenia dokładnyc badań mikropaleontologicznych, posiadających zresztą dla tematu niniejszej prac drugorzędne znaczenie, należy się powstrzymać od wyciągania bliższych wniosków stratygraficznych w oparciu jedynie o cechy litologiczne, stanowiące bardzo nie pewne i zawodne przesłanki.

Uzyskany w wierceniu C 10 profil na odcinku od głębokości 583,60 m d 641,00 m (fig. 1 i pl. IX i X) przedstawia się następująco:

583,60-583,90 m (37) łupek ciemnoszary (+)[1], sporadycznie z fragmentam szarego wapienia ziarnistego.

583,90-586,00 m (36) iłołupek ciemnoszary (+) silnie zlustrowany, przecięt w spągu żyłami kalcytu poprzecznie do uwarstwienia.

586,00-586,10 m (35) iłołupek szarozielony (+) zlustrowany, z przymieszk iłołupku czerwonego (+)

586,10-586,30 m (34) iłołupek ciemnoszary prawie czarny (słabo +), silni zlustrowany

586,30-586,55 m (33) iłołupek jasnoszarozielony i czerwony, marglisty, silni zlustrowany

586,55-587,60 m (32) iłołupek ciemnoszary (—) zlustrowany (w spodzie na prze strzeni ok. 20 cm słabo +)

587,60-587,80 m (31) iłołupek czerwony (+) zlustrowany

587,80-587,90 m (30) iłołupek zielonoszary (+) zlustrowany

587,90-588,20 m (29) iłołupek czerwony marglisty, zlustrowany, z nieregularną smugą marglistego łupku szarego, zlustrowanego w spodzie

588,20-588,45 m (28) iłołupek marglisty zielonoszary, jasny, zlustrowany

588,45-588,85 m (27) iłołupek ciemnoszary, prawie czarny (+) zlustrowany

588,85,589,15 m (26) iłołupek zielonoszary, jasny (+) zlustrowany

589,15-589,50 m (25) łupek piaszczysty ciemnoszary (—)

589,50-590,00 m (24) iłołupek ciemnoszary (+) silnie zlustrowany

590,00-591,60 m (23) łupek ciemnoszary (+) nieco wyślizgany, lokalnie z wkładkami szarych drobnoziarnistych piaskowców laminowanych, z drobnymi blaszkami miki (eocen środkowy?)

591,60-591,70 m (22) iłołupek ciemnoszary (+), przemieszany z iłołupkiem szarym (+) nieco wyślizganym

591,70-591,80 m (21) odłamki wapieni ciemnoszarych marglistych z żyłkami białego kalcytu nasiąkniętych ciemnobrunatną, prawie czarną ropą naftową

591,80-592,10 m (20) łupek ciemnoszary, twardy (+) nieco wyślizgany

592,10-592,60 m (19) iłołupek czerwony, marglisty, z domieszką iłołupku mar-

[1] Znak + oznacza burzenie z HCl, znak — brak reakcji.

glistego zielonoszarego oraz silnie zlustrowanego iłołupku czarnego (—), zawierającego kawałki ciemnoszarego wapienia ziarnistego o średnicy do 5 cm

592,60-592,75 m (18) iłołupek czerwony, marglisty, silnie zlustrowany

592,75-592,85 m (17) iłołupek ciemnoszary (+) zlustrowany

592,85-593,15 m (16) piaskowiec drobnoziarnisty szary (+) z drobnymi blaszkami miki, nieregularnie uwarstwiony (osad wód ruchliwych)

593,15-593,35 m (15) łupek szarozielony zbity (+), nieco wyślizgany

593,35-593,45 m (14) piaskowiec szary drobnoziarnisty (+), nieregularnie smugowany, z drobnymi blaszkami miki

593,45-593,70 m (13) łupek ciemnoszary (+), zbity, nieco wyślizgany

593,70-594,10 m (12) piaskowiec szary, drobnoziarnisty, (+), nieregularnie smugowany, z drobnymi blaszkami miki (jak 14)

594,10-594,60 m (11) iłołupek zielonoszary, twardy (słabo +), nieco wyślizgany

594,60-595,30 m (10) piaskowiec drobnoziarnisty szary i szarobrunatnawy (+)

595,30-596,10 m (9) iłołupek zielonoszary, ciemny (—) zlustrowany

596,10-596,60 m (8) iłołupek zielonoszary (+)

596,60-596,70 m (7) wapień ziarnisty, stalowoszary (egzotyk)

596,70-596,75 m (6) iłołupek szary, ciemnoszary i zielony (+)

596,75-598,10 m (5) zielony, zbity mułowiec (+) smugowany czerwonym (+) (mułowce margliste zielone i czerwone)

598,10-598,70 m (4) iłołupek szarobrunatny, zielony i ciemnoszary (+), silnie łuskowato zlustrowany

598,70-600,20 m (3) łupek szarozielony (+) zbity, typu mioceńskiego, bez śladów zaangażowania tektonicznego

600,20-600,30 m (2) zlepieniec drobnoziarnisty ciemnoszary typu „dębowieckiego"

600,30-600,50 m (2a) łupek ciemnoszarozielonawy (+), z wyślizganiami wewnątrz warstw

600,50-600,80 m (2) szary, drobnoziarnisty zlepieniec złożony z okruchów czarnych, twardych łupków karbońskich

600,80-600,85 m (2a) łupek ciemnoszary lub zielonawoszary (+) zbity

600,85-618,60 m (2) drobnoziarnisty szary zlepieniec „dębowiecki"

618,60-618,70 m (2a) łupek ciemnoszary wyślizgany, z drobnymi soczewkami drobnoziarnistego zlepieńca „dębowieckiego"

618,70-629,50 m (2) zlepieńce szare, przechodzące miejscami w piaskowce gruboziarniste szare „dębowieckie"

629,50-631,00 m (1) piaskowiec karboński szary (—) gruboziarnisty, z białymi plamami zwietrzałych skaleni, miejscami z wkładkami czarnych wyślizganych łupków (—)

631,00-632,40 m (2) zlepieńce i piaskowce „dębowieckie"

632,40-632,55 m (1) karboński piaskowiec szary, drobnoziarnisty z drobnymi blaszkami miki (—)

632,55-632,65 m (1a) karboński łupek czarny (—), z wyślizganiami

632,65-633,50 m (2) zlepieńce szare (—) „dębowieckie", miejscami z większymi odłamkami szarych drobnoziarnistych piaskowców karbońskich (—) o średnicy do 15 cm (1)

633,50-635,40 m (1) bloki piaskowców karbońskich (—) z przymieszką materiału typowego dla zlepieńców spągowych „dębowieckich" w postaci spoiwa lub wypełnień próżni między poszczególnymi blokami i odłamkami (2)

635,40-641,00 m (1a) łupki zbite ciemnoszare (—) ze szczątkami flory (prawdopodobnie warstwy rudzkie); upad 13°

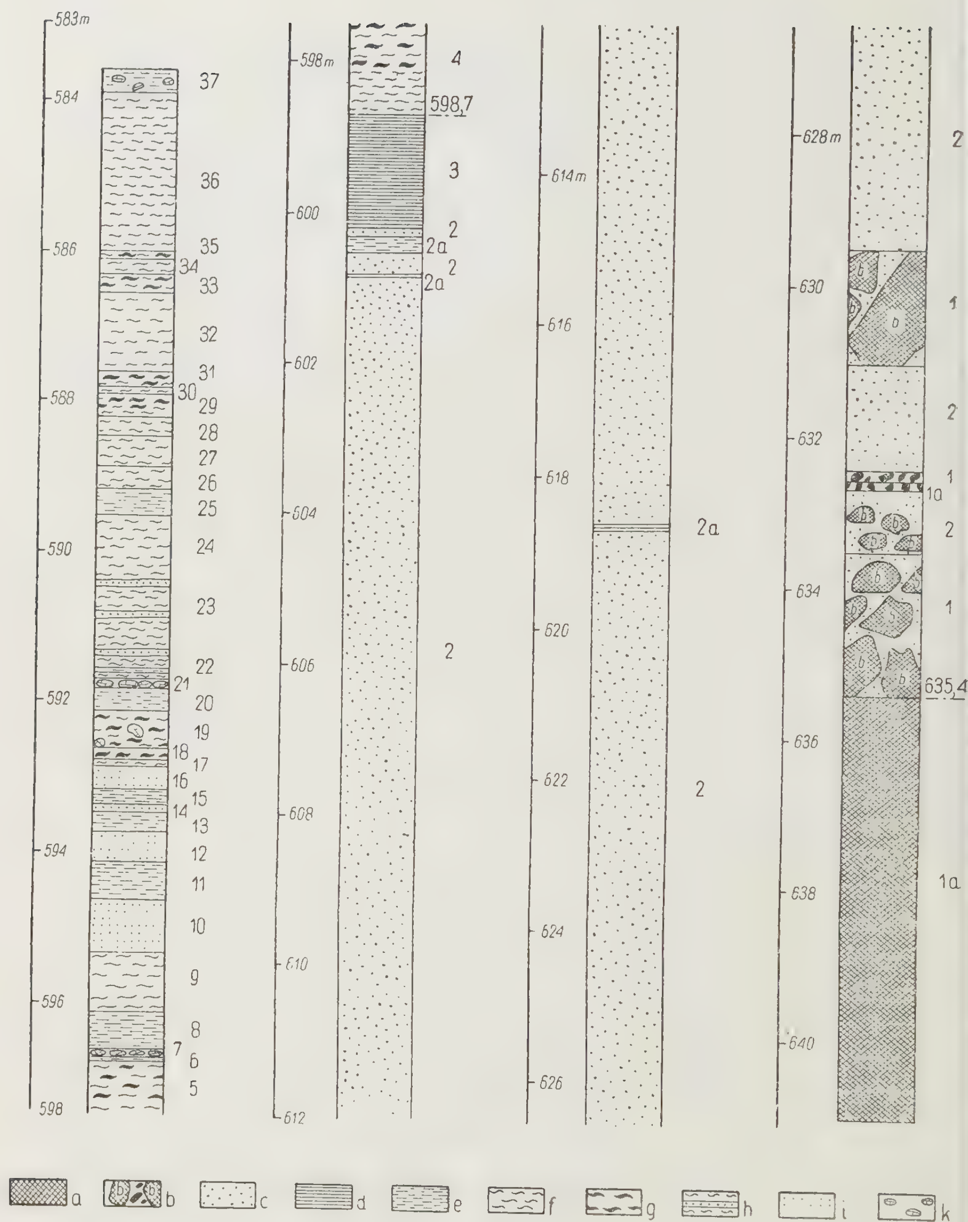


Fig. 1

Uproszczony profil wiercenia C 10 od głębokości 583,60 m do głębokości 641,00 m

Płaszczowina podśląska: *k* egzotyki wapienne, *i* piaskowce drobnoziarniste, *h,* łupki z wkładkami piaskowców, *g* łupki i iłołupki czerwone, zwykle silnie zlustrowane, *f* łupki i iłołupki zielone, szare, ciemnoszare i czarne, zwykle silnie zlustrowane, *e* łupki ciemnoszare *i* zielonoszare, słabo zlustrowane. Miocen autochtoniczny:

Oznaczone liczbami i opisane krótko warstwy reprezentują trzy różne jednostki geologiczne. Najwyższą tworzy tu płaszczowina podśląska. Należą do niej warstwy od 37 (występującej na początku opisanego profilu) do warstwy 4, której spąg w głębokości 598,70 m stanowi równocześnie dolną granicę jednostki podśląskiej z autochtonicznym miocenem, na który jest ona nasunięta. Miocen ten stanowi drugą, już autochtoniczną jednostkę geologiczną złożoną z warstw 3, 2 i 2a, w których dolnej części zawarte są większe i mniejsze odłamki i bloki piaskowców i łupków karbońskich z podłoża oznaczonych liczbami 1 i 1a. W głębokości 635,40 m kończą się utwory autochtonicznego miocenu. Poniżej tej głębokości występują kontrastujące ostro z wyższymi utworami ciemnoszare łupki karbońskie (1a) ze szczątkami flory, przynależne — jak przypuszczam — do warstw rudzkich. Należą one już do podłoża przedmioceńskiego. Pod warstwami rudzkimi, od głębokości 644,40 m, pojawiają się drobnoziarniste, zbite szare piaskowce warstw siodłowych. Odłamki i bloki tych właśnie piaskowców spotyka się w zlepieńcowo-piaskowcowej serii w spągu miocenu.

Płaszczowina podśląska jest reprezentowana w tym wierceniu przez warstwy od 37 do 4. Występują tu iłołupki i łupki szare, ciemnoszare, czarne, brunatnawe, szarozielone, zielonoszare, zielone i czerwone, miejscami jak np. w warstwie 23 z wkładkami drobnoziarnistego piaskowca z drobnymi blaszkami miki. Grubsze wkładki szarych piaskowców drobnoziarnistych, smugowanych występują w warstwie 16 (o miąższości 30 cm), w warstwie 14 (o miąższości 10 cm), w warstwie 12 (o miąższości 40 cm) oraz w warstwie 10 (miąższość 70 cm).

W zazwyczaj silnie zgniecionych i zlustrowanych iłołupkach spotyka się w warstwach 21, 19 i 7 ciemno- i stalowoszare wapienie w od-

---

d łupki szarozielone bez śladów zaangażowania tektonicznego, *c* zlepieńce spągowe miocenu tzw. „dębowieckie", *b* większe odłamki, fragmenty i bloki piaskowców i łupków karbońskich w zlepieńcach spągowych miocenu. Karbon podłoża: *a* łupki, *b* piaskowce

Profil simplifié du forage C 10 depuis 583,60 m. à 641,00 m. de profondeur

Nappe subsilésienne: *k* calcaires exotiques, *i* grès à grains fins, *h* schistes avec intercalations de grès, *g* schistes et schistes argileux rouges, très fortement lustrés, *f* schistes argileux verts, gris, gris foncé et noirs, d'ordinaire fortement lustrés, *e* schistes gris foncé et gris vert, faiblement lustrés. Miocène autochtone: *d* schistes gris vert sans traces d'engagement tectonique, *c* conglomérats du Miocène dits „de Dębowiec", *b* débris plus grands, fragments et blocs de grès et de schistes carbonifères dans les conglomérats basals du Miocène. Carbonifère du substratum: *a* schistes, *b* grès

łamkach do 10 cm średnicy. Wapienie te przypominają bardzo wapienie dewońskie znane z wiercenia w Puńcowie (Konior & Tokarski 1959). Dostały się one w obręb warstw podśląskich z podłoża, najprawdopodobniej przy wędrówce jednostki podśląskiej po podłożu w kierunku północnym. Mniej prawdopodobne wydaje się przypuszczenie, że zostały one dostarczone w region podśląski podczas osadzania się tych warstw. Niezmiernie ciekawe są ślady ciemnobrunatnej ropy naftowej występujące w ciemnoszarym wapieniu marglistym warstwy 21.

Główny składnik płaszczowiny podśląskiej tworzą iłołupki i łupki zwykle mniej lub więcej margliste. Wyjątkowo spotyka się łupki niewapniste. Do takich należy łupek ciemnoszary warstwy 32, piaszczysty łupek ciemnoszary warstwy 25, iłołupki czarne warstwy 19 oraz iłołupek zielono-szary, ciemny warstwy 9.

Wszystkie iłołupki i łupki składające się na płaszczowinę podśląską są intensywnie zlustrowane, aż do stadium drobnych łuseczek włącznie. Tego rodzaju przeobrażenie tektoniczne warstw reprezentuje IV i V fazę przeobrażeń tektonicznych, którym podległy warstwy w czasie formowania się płaszczowiny podśląskiej (Konior 1960b).

Obserwacja zdjęć fotograficznych rdzeni płaszczowiny podśląskiej w omawianym wierceniu wskazuje, że oprócz dużej zmienności litologicznej, a zwłaszcza kolorystycznej między poszczególnymi zespołami warstw tej jednostki, zaznaczają się odcinki silniej i słabiej tektonicznie przeobrażone. Opisywany odcinek wiercenia rozpoczyna zespół warstw silnie zlustrowanych (37-26). Bezpośrednio do nich przylega warstwa 25, wykazująca stosunkowo słabe przeobrażenie. Następna z kolei warstwa 24 reprezentuje bardzo wysoki stopień zlustrowania w przeciwieństwie do warstw 23-20, słabo tylko zlustrowanych. Warstwy 19, 18 i 17 są znowu silnie zlustrowane. Leżące poniżej 16-10 warstwy wykazują stosunkowo nieznaczny stopień tektonicznego przeobrażenia (oczywiście w odniesieniu do ogólnego stopnia zaawansowania tektonicznego całości warstw płaszczowiny podśląskiej). Silniej zlustrowana jest znowu warstwa 9. Warstwy 8-5 wykazują względnie słaby stopień tektonicznego przeobrażenia. Dotyczy to szczególnie czerwonych i zielonych mułowców marglistych warstwy 5. Najniższa warstwa płaszczowiny podśląskiej oznaczona liczbą 4 została natomiast tektoniczne roztarta na drobne wyślizgane blaszki.

Przedstawione powyżej różnice w stopniu tektonicznego przeobrażenia warstw płaszczowiny podśląskiej tworzą w obrębie omawianego profilu dolnej części płaszczowiny podśląskiej trzy strefy względnie słabego tektonicznego przeobrażenia warstw o miąższości od 2,0 do 2,4 m, przedzielone dwiema strefami silnie zlustrowanych iłołupków o miąższości 0,8 do 0,9 m. Wreszcie na samym kontakcie z autochtonicznym

miocenem występuje tu warstwa roztartych na drobne łuseczki iłołupków szarobrunatnawych, zielonych i ciemnoszarych o miąższości 0,6 m.

Te różnice w stopniu tektonicznego przeobrażenia spągowych warstw płaszczowiny podśląskiej na odcinku zaledwie 15,10 m pozostają w związku z komplikacjami tektonicznymi w budowie tej jednostki i są wyrazem bardzo zróżnicowanych dziejów jej powstawania. Za słusznością tego poglądu przemawiają stosunki ustalone dzięki dokładnym badaniom mikropaleontologicznym w płaszczowinie podśląskiej w wierceniu P 7 (Konior 1960a). Oprócz porwaków tektonicznych warstw cieszyńskich zostało tam stwierdzone szczególne pomięcie warstw, dzięki czemu bezpośrednio ze sobą kontaktują nawet różnowiekowe ogniwa płaszczowiny podśląskiej. Komplikacje takie zaznaczają się również i w wierceniu C 10. Wskazują na to wyraźnie zaobserwowane różnice w tektonicznym przeobrażeniu warstw. Powstały one pod wpływem niejednolitych nacisków w obrębie warstw formujących płaszczowinę podśląską. Możliwe, że plastyczne elementy łupkowe tej płaszczowiny poddawały się same działaniu nacisków tektonicznych, lecz na ogół nie przenosiły ich na większe odległości.

Kontakt płaszczowiny podśląskiej z autochtonicznym miocenem znajduje się na głębokości 598,70 m. Zlustrowane na drobne łuseczki łupki najniższej, spągowej warstwy (4) płaszczowiny podśląskiej przytykają tutaj bezpośrednio do zupełnie tektonicznie nieprzeobrażonych iłołupków mioceńskich warstwy 3. Nawet w bezpośrednim sąsiedztwie roztartych utworów podśląskich nie zauważa się żadnego tektonicznego wpływu nasuwających się mas fliszowych na warstwy autochtonicznego miocenu. Ten ostry kontrast najwyraźniej wskazuje na lekkie tylko zesunięcie, czy też zepchnięcie mas płaszczowiny podśląskiej i wyższej jednostki cieszyńskiej na utwory mioceńskie. Wspomniałem już o tym w poprzednich pracach (1959 a, b). Zepchnięcie to w żadnej mierze nie spowodowało jakiegokolwiek przeobrażenia warstw mioceńskiego przedpola. Okoliczność ta rzuca światło na mechanizm rozgrywających się tu zjawisk górotwórczych związanych z nasunięciem się brzeżnych jednostek karpackich na miocen przedpola, i potwierdza pogląd wypowiedziany już dawno przez W. Petraschecka (1928), że fałdowanie Karpat przeszło ponad podłożem nie wywierając nań żadnego wpływu — podłoże nie brało żadnego udziału w fałdowaniu się Karpat. W ten sposób, dzięki uzyskaniu na skutek pełnego rdzeniowania mechanicznego w wierceniu C 10 możliwie pełnego profilu kontaktu płaszczowiny podśląskiej z utworami mioceńskimi, można było zdobyć wizualny dowód wyrażonych już wcześniej poglądów (Konior 1959 a, b) na tektoniczny charakter kontaktu warstw podśląskich z mioceńskimi.

Opisany kontakt płaszczowiny podśląskiej z iłołupkami autochto-

nicznego miocenu jest typowym przykładem kontaktu tektonicznego. Odmienny charakter posiada drugi wyraźnie widoczny na rdzeniach i na profilu (fig. 1 i pl. X) kontakt autochtonicznego miocenu z karbonem produktywnym. Kontakt ten ma charakter stratygraficzny, i pozwala na zorientowanie się w charakterze i przebiegu transgresji mioceńskiej na karbon podłoża.

Niższa część miocenu w omawianym obszarze składa się ze zlepieńców spągowych miocenu tzw. „dębowieckich" (2), oraz młodszego od nich ogniwa w przewadze łupkowego (3), leżącego bezpośrednio na zlepieńcach spągowych. To pelityczne ogniwo odcina się dość ostro od gruboklastycznego zlepieńcowego ogniwa spągowego. Czy ma się tu do czynienia z dość gwałtowną zmianą grubości i jakości materiału w ciągu rozwijającej się jednej wielkiej transgresji mioceńskiej, czy też z przerwą sedymentacyjną, trudno jeszcze w tej chwili ustalić. Stwierdzenie przez W. Kracha (1939) helweckiego wieku iłów występujących w rejonie „Silesii" przemawiałoby za pierwszą wspomnianą możliwością. Natomiast obserwacje S. Alexandrowicza (1958, 1959) skłaniałyby raczej do przyjęcia luki stratygraficznej pomiędzy zlepieńcami spągowymi a dolno-tortońskimi ilastymi utworami miocenu. Ostatecznego rozstrzygnięcia tej sprawy oczekiwać można ze strony paleontologów i mikropaleontologów zajmujących się specjalnie zagadnieniami stratygrafii miocenu. W tej chwili poglądy są jeszcze wciąż nieuzgodnione. W niniejszym opracowaniu chodzi wyłącznie o charakter kontaktu warstw mioceńskich z podłożem, dlatego też poruszone zagadnienie stratygraficzne ma tu charakter marginesowy.

W omawianym wierceniu stwierdzona miąższość miocenu autochtonicznego wynosi 36,70 m. Z tej liczby na iłołupki (3) przypada 1,50 m, natomiast miąższość leżących poniżej zlepieńców spągowych miocenu (2) wynosi 35,20 m. Zlepieńce spągowe składają się z szarych, czasem nakrapianych białawo lub czarno drobnoziarnistych zlepieńców, złożonych przeważnie z okruchów lub słabo obtoczonych otoczaków czarnych, twardych łupków karbońskich oraz ciemnoszarych, zbitych wapieni. Są to zlepieńce o niejednolitym ziarnie, które miejscami wydatnie maleje. W takich przypadkach mamy do czynienia z dość rozsypliwymi piaskowcami gruboziarnistymi lub zlepieńcowatymi. Wyjątkowo pojawiają się wkładki łupków ciemnoszarozielonawych i ciemnoszarych łupków marglistych (2a) — (fig. 1). Poza tymi nieznacznymi zresztą wkładkami łupkowymi, seria zlepieńców spągowych miocenu przedstawia się dość jednolicie.

Od głębokości 629,50 m aż do kontaktu z utworami podłoża w głębokości 635,40 m, a więc w obrębie ostatnich 5,9 m miąższości zlepieńców spągowych, pojawiają się bloki i większe odłamki zupełnie nieobto-

czonych piaskowców (1) i łupków karbońskich (1a) o średnicy od 10 cm do 1,5 m. Charakter tych piaskowców jest dość rozmaity. Przeważnie są to bezwapniste szare piaskowce gruboziarniste z białymi plamami zwietrzałych skaleni z wtrąceniami czarnych łupków, a prócz nich piaskowce szare drobnoziarniste z drobnymi blaszkami miki, a także czarne spoiste łupki. Materiał ten pochodzi z bardzo niewielkiej odległości, a może nawet z bezpośredniego pobliża, na co wskazuje również brak śladów jakiegokolwiek transportu. Mamy tu więc zasadniczo do czynienia z materiałem miejscowym. Również i ostrokanciastość fragmentów skalnych zawartych w zlepieńcach wskazuje na bardzo nieznaczny transport.

Występowanie w spągowej części zlepieńców mioceńskich kanciastych i słabo obtoczonych większych bloków charakteryzuje pierwsze stadia rozwoju transgresji mioceńskiej na omawianym obszarze. Transgresja ta zalała zróżnicowany morfologicznie obszar paleozoicznego podłoża opanowując w pierwszej fazie głęboko wcięte rozległe doliny, w obrębie których zachowały się gdzieniegdzie w resztkach paleogeńsko-górno-kredowe utwory autochtonicznego fliszu zewnętrznego (Konior 1959b). Grzbiety i wzniesienia rozdzielające te doliny pokryte były przeważnie zwietrzeliną karbońską, a głównie produktami miejscowego wietrzenia mechanicznego w postaci większych lub mniejszych bloków i mniejszych odłamków. Miąższość tej strefy wietrzeniowej, jak to wykazały wyniki wierceń, przekraczała miejscami 20 m. W panujących ówcześnie warunkach klimatycznych ciemne łupki przybrały miejscami barwę czerwoną. Wkraczające na ten obszar morze zastało na miejscu duże ilości luźnego materiału powstałego w czasie dłuższego okresu wietrzenia w klimacie gorącym, który poprzedził transgresję mioceńską. Ten materiał karboński znalazł się przeważnie bez dalszej obróbki w materiale spągowych zlepieńców mioceńskich.

Genetycznie rzecz biorąc, dolna część tych zlepieńców posiada charakter zlepieńców i brekcji residualnych, opisywanych przez Z. Kotańskiego (1955). Warunki ich powstawania autor ten opisuje następująco (str. 75):

„... Powstają one ze zmieszania rumoszu powstałego w warunkach subaeralnych z osadami wkraczającego morza. Transgresja, podczas której tworzą się tego rodzaju brekcje, polega nie na wolnym zdobywaniu lądu połączonym z kruszeniem skał wybrzeża, otaczaniem gruzu przez kipiel, lecz następuje wskutek uprzedniego istnienia depresji odgrodzonej od morza barierą, która następnie została zerwana. Pozostaje przy tym rumosz skalny, pokryty następnie mułem morskim, tak że następuje zmieszanie rumoszu pochodzenia lądowego z mułem pochodzenia morskiego".

Dalszy rozwój transgresji dostarczał materiału z coraz większych odległości, coraz drobniejszego i bardziej przerobionego. Za względnie szybkim opanowaniem w pierwszych stadiach transgresji najwydatniej-

szych obniżeń, a następnie powolnym rozwojem samej transgresji przemawia choćby ta okoliczność, że największe miąższości zlepieńców spągowych miocenu, osiągające 265 m, spotyka się w obrębie największych erozyjnych, dolinnych obniżeń powierzchni podłoża karbońskiego.

Oba przedstawione kontakty udokumentowane wydobytymi rdzeniami:

1° tektoniczny — warstw płaszczowiny podśląskiej z autochtonicznym miocenem, oraz

2° stratygraficzny — autochtonicznego miocenu z karbońskim podłożem,

wzbogacają nasze poglądy odnośnie do mechanizmu działania ruchów górotwórczych, a także pierwszych stadiów rozwoju transgresji mioceńskiej w rejonie Cieszyna.

Instytut Geologiczny
w Warszawie
Kraków, w grudniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

ALEXANDROWICZ S. 1958. Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego (Outline of microfaunistic stratigraphy of the Silesian-Cracovian Miocene). — Kwartalnik Geol., t. 2, z. 1. Warszawa.

— 1959. O wieku transgresywnych osadów miocenu w Mazańcowicach, koło Bielska (Age of transgressive Miocen Deposits at Mazańcowice near Bielsko Western Carpathians). — Ibidem, t. 3, z. 3.

KONIOR K. 1959a. Nowy przekrój poprzeczny przez brzeg karpacki na zachód od Bielska (New transverse section of the Carpathians border zone west of Bielsko — Western Carpathians). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 141 Warszawa.

— 1959b. Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego (Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

— 1959c. Map of isopachytes of the sub-Silesian nappe in the Cieszyn-Bielsko region and its significance for stratigraphic and tectonic investigations. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Série chim., géol. et géogr., vol. VII, no. 11. Warszawa.

— 1960a. Stratygrafia płaszczowiny podśląskiej w wierceniu P 7 koło Bielska. (Stratigraphy of sub-silesian nappe in P 7 well near Bielsko). — Nafta XVI, nr 6. Kraków.

— 1960b. Tektoniczne przeobrażenie warstw jako wskaźnik dziejów i warunków formowania się płaszczowiny podśląskiej (Tectonic beds-metamorphism as indicator of history and conditions of sub-silesian nappe formation). — Ibidem, XVI, nr 4.

KONIOR K. & TOKARSKI A. 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna (New deep key bore-hole south of Cieszyn). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 140. Warszawa.

KOTAŃSKI Z. 1955. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Trias in the Tatra Mountains). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 1. Kraków.

KRACH W. 1939. Badania nad miocenem śląsko-krakowskim (Études sur le Miocène silésien et cracovien). — Prace geol. śląs. Pol. Akad. Um., nr 7. Kraków.

PETRASCHECK W. 1928. Deckentektonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen. — Ztschr. Dt. Geol. Ges., Bd. 80. Wien.

К. КОНИОР

КОНТАКТ СУБСИЛЕЗСКОГО ПОКРОВА С МИОЦЕНОМ И МИОЦЕНА С КАРБОНСКИМ ОСНОВАНИЕМ В БУРОВОЙ СКВАЖИНЕ ОКОЛО ЦЕШИНА

(Резюме)

На основании колонок из скважины С-10 вблизи Цешина автор описывает контакты субсилезского покрова с автохтонным миоценом и миоцена с карбонским основанием.

Контакт субсилезского покрова с автохтонным миоценом находится в скважине С-10 на глубине 598,70 м. На этой глубине разделённые на мелкие чешуйки подошвенные сланцы субсилезского покрова непосредственно соприкасаются с совсем не нарушенными миоценовыми глинистыми сланцами. Даже в непосредственной близости разтертых субсилезских образований не замечено никакого тектонического влияния надвигавшихся флишевых масс на породы автохтонного миоцена. Такой характер контакта ясно указывает на легкое передвижение масс субсилезского и выше лежащего цешинского покровов по миоценовым образованиям.

Контакт автохтонного миоцена с образованиями карбонского основания находится в скважине С-10 на глубине 635,40 м. В пределах последних 5,9 метров базальных конгломератов миоцена, достигающих здесь мощности 35,2 м, обнаружены блоки и обломки неокатанных местных карбонских песчаников и сланцев. Это проливает свет на течение и развитие первого периода миоценовой трансгрессии в этом районе.

K. KONIOR

LE CONTACT DE LA NAPPE SUBSILÉSIENNE AVEC LE MIOCÈNE ET DU MIOCÈNE AVEC LE SUBSTRATUM CARBONIFÈRE DANS LE FORAGE C 10 PRÈS DE CIESZYN

(Résumé)

SOMMAIRE: Le contact de la nappe subsilésienne avec le Miocène autochtone dans le forage C 10 se trouve à une profondeur de 598,70 m. A cette profondeur les schistes lustrés en fines écailles de la nappe subsilésienne, confinent directement aux schistes argileux miocènes absolument intacts tectoniquement. Même dans le voisinage direct des dépôts subsilésiens broyés on ne remarque aucune influence tectonique des masses charriées de flysch sur les couches du Miocène autochtone. Ce contraste violent indique nettement un glissement ou bien une poussée des masses de la nappe subsilésienne et de celle supérieure — de Cieszyn — sur les sédiments miocènes. Le contact du Miocène autochtone avec les couches carbonifères se trouve à une profondeur de 635,40 m. A la base des conglomérats basals du Miocène se trouvent des blocs et de gros fragments de grès et de schistes carbonifères locaux non roulés. Leur présence jette une lumière sur le commencement et le développement de la transgression miocène dans la région de Cieszyn.

Le forage C 10 près de Cieszyn a fourni, grâce au carottage complet, un profil ininterrompu des couches traversées. Le contact des couches de la nappe subsilésienne avec le Miocène autochtone et celui du Miocène avec le substratum carbonifère sont particulièrement intéressants.

Dans le forage C 10 les couches de la nappe de Cieszyn ont été traversées à une profondeur de 509,30 m., les couches subsilésiennes — à une profondeur de 598,70 m. et le Miocène autochtone à une profondeur de 635,40 m. Au delà, le forage a pénétré déjà les couches du Carbonifère. Le contact de la nappe subsilésienne avec le Miocène se trouve à une profondeur de 598,70 m. et celui du Miocène avec le Carbonifère — à une profondeur de 635,40 m.

Pour présenter la relation réciproque de la nappe subsilésienne au Miocène autochtone et celle de ce dernier au Carbonifère on a choisi un ensemble de carottes depuis 583,60 m. à 641,00 m. de profondeur. Les deux contacts en question se trouvent dans la limite de ces profondeurs.

Les couches marquées par des chiffres et brièvement décrites, représentent trois unités géologiques différentes. La nappe subsilésienne est située le plus haut dans l'intervalle précité. Elle est représentée par des couches depuis la 37ème (située au début de l'intervalle étudié) jusqu'à la 4ème dont la base, à une profondeur de 598,70 m., constitue

en même temps le contact de l'unité subsilésienne avec le Miocène autochtone sur lequel elle est charriée. Le Miocène autochtone est constitué par les couches 3 (argilo-schisteuse), 2 et 2a (des conglomérats basals). La couche 2 contient sur les derniers 5,9 m. des débris plus ou moins grands et des blocs de grès et de schistes carbonifères marqués par les chiffres 1 et 1a. A 635,40 m. on rencontre des schistes gris foncé contrastant violemment avec les dépôts supérieurs et contenant des débris de flore appartenant aux couches de Ruda du groupe synclinal du Carbonifère de la Haute Silésie. Ces schistes commencent la troisième et la plus basse unité du substratum.

Le contact de la nappe subsilésienne avec le Miocène autochtone (pl. IX et fig. 1) se trouve dans le forage C 10 à une profondeur de 598.70 m. A cette profondeur les schistes lustrés en fines écailles de la couche 4, la plus basse de la nappe subsilésienne, confine directement aux schistes argileux miocènes de la couche 3 — absolument intacts tectoniquement. Même dans le voisinage direct des dépôts subsilésiens broyés on ne remarque aucune influence tectonique des masses charriées de flysch sur les dépôts du Miocène autochtone. Ce contraste violent indique nettement un glissement ou bien une poussée des masses de la nappe subsilésienne et de celle supérieure — de Cieszyn — sur les dépôts miocènes, ce qui a été déjà mentionné dans les ouvrages précédents (K. Konior 1959 a, b, 1960). Cette poussée n'a d'aucune façon provoqué une métamorphisme quelconque des couches du Miocène.

Le contact décrit de la nappe subsilésienne avec les schistes argileux du Miocène autochtone est un exemple type de contact tectonique. Le deuxième contact du Miocène autochtone avec les dépôts du substratum, c'est à dire avec le Carbonifère, nettement visible sur le carottes (fig. 1, pl. X) a un caractère différent. C'est un contact stratigraphique qui donne une orientation générale sur le caractère et le développement de la transgression miocène sur le Carbonifère.

Dans le profil du forage C 10, la puissance constatée du Miocène autochtone est de 36,70 m. (depuis la profondeur de 598,70 m. à 635.40 m.). De ce nombre, 1,50 m. (depuis la profondeur de 598,70 m, à 600,20 m.) revient à la puissance des schistes argileux marneux gris vert, et 35,20 m. (de la profondeur de 600,20 m. à 635,40 m.) — à des conglomérats basals du Miocène situées au-dessous. Depuis 629,50 m. de profondeur jusqu'au contact avec les dépôts du substratum à 635,40 m., c'est-à-dire dans les derniers 5,90 m. apparaissent des blocs et de gros fragments de grès et de schistes carbonifères non roulés, d'un diamètre allant de 0,10 à 1,50 m. Le matériau mentionné provient d'une très petite distance, ce qui est indiqué par l'absence de traces d'un transport quelconque. Il s'agit là en principe de matériau local. La présence de blocs

carbonifères plus grands dans la partie inférieure des conglomérats miocènes caractérise le développement de la transgression miocène dans ses premières phases. Cette transgression a inondé le territoire morphologiquement différencié, envahissant dans la première phase les vastes vallées profondément encaissées où s'étaient conservés ça et là des restes de dépôts paléogéno-crétacés du flysch autochtone extérieur (K. Konior 1959 a, b). Les élévations divisant ces vallées étaient couvertes principalement de produits de l'altération mécanique sous forme de blocs plus ou moins grands, et de fragments plus petits. Dans les conditions climatiques régnant alors, les schistes foncés tournaient par endroits au rouge. La transgression de la mer a trouvé à cet emplacement une grande quantité de matériau épars formé au cours d'une période prolongée d'altération dans un climat chaud, précédant la transgression miocène. Ce matériau s'est trouvé pour la plupart sans remaniement ultérieur dans le matériau des conglomérats miocènes.

La transgression se poursuivant, fournissait du matériau toujours plus menu et plus remanié venant de distances toujours plus grandes. La circonstance que l'on rencontre les plus grandes puissances des conglomérats basals du Miocène, atteignant 265 m. dans les plus grandes dépressions dues à l'érosion de la surface du substratum carbonifère, indique un envahissement relativement rapide des dépressions les plus prononcées dans les premières phases de la transgression, puis un développement lent de la transgression même.

Institut Géologique
à Varsovie
Kraków, Décembre 1959

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ IX-X
DESCRIPTION DES PLANCHES IX-X

PL. IX

Zestawione w ciągły profil zdjęcia fotograficzne rdzeni wiercenia C 10. Głębokość od 583,60 m do 610,20 m. Mniejsze liczby oznaczają głębokości, a większe odpowiadają numeracji podanej w opisie warstw w tekście

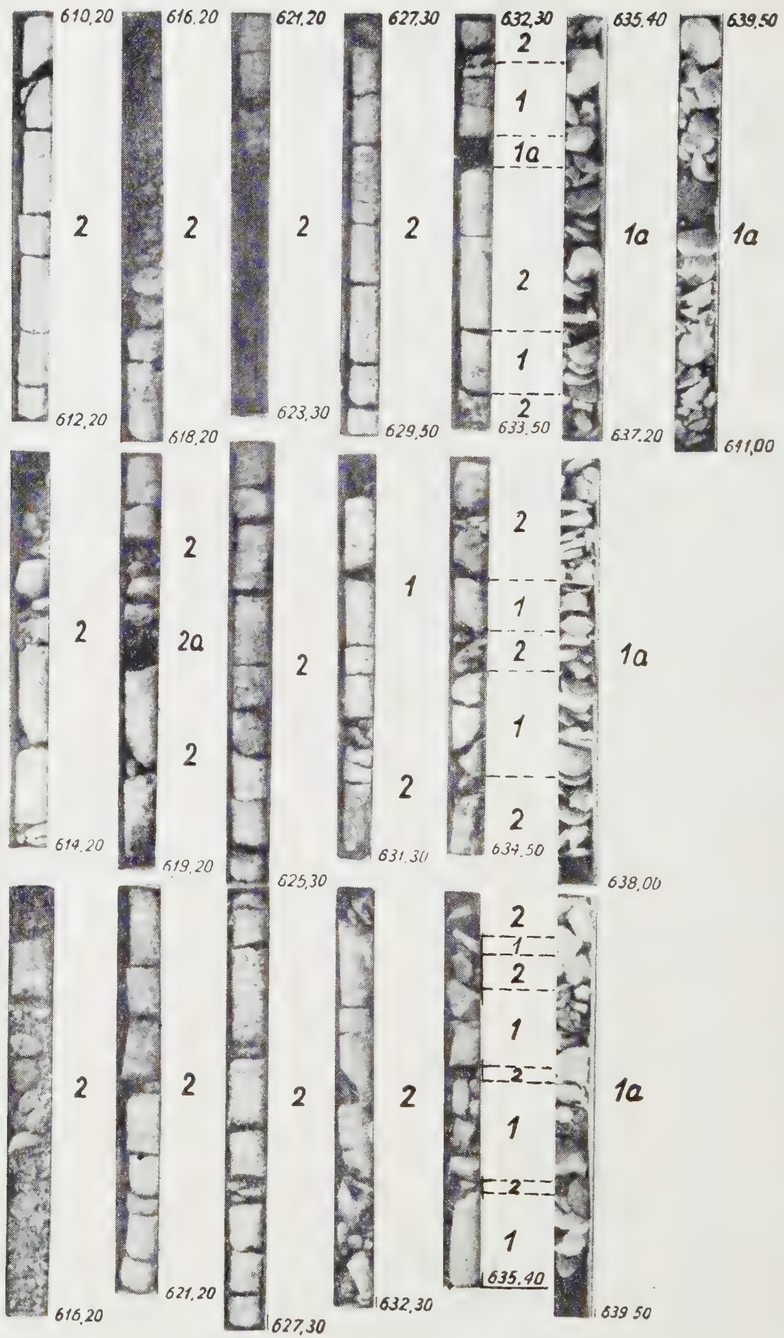
Photographies des carottes du forage C 10, disposées en profil continu. Profondeur de 583,60 m. à 610,20 m. Les chiffres en petits caractères indiquent les profondeurs et ceux en gros caractères correspondent à la numération citée dans la description des couches dans le texte polonais

PL. X

Zestawione w ciągły profil zdjęcia fotograficzne rdzeni z otworu C 10. Głębokość od 610,20 m do 641,00 m. Mniejsze liczby oznaczają głębokości, a większe odpowiadają numeracji podanej w opisie warstw w tekście

Photographies des carottes du forage C 10 disposées en profil continu. Profondeur de 610,20 à 641,00 m. Les chiffres en petits caractères indiquent les profondeurs et ceux en gros caractères correspondent à la numération citée dans la description des couches dans le texte polonais


583,60
37
36
584,60
586,60
32
587,60
589,60
24
23
590,60
592,60
18
17
16
15
14
13
593,60
595,60
9
8
7
6
5
597,10
599,20
3
2
2a
2
600,60
602,40
2
603,40
605,20
2
606,20
36
585,60
31
30
29
28
27
588,60
23
591,60
13
12
11
594,60
5
598,10
2
2a
2
601,40
2
604,40
2
608,20
36
35
34
33
32
586,60
27
26
25
24
589,60
592,60
10
9
595,60
4
598,70
3
599,20
2
602,40
605,20
2
610,20


610,20
612,20
616.20
618,20
621,20
623,30
627,30
629,50
632,30
633,50
635.40
637.20
639,50
641,00
614,20
619,20
625,30
631,30
634,50
638,00
616,20
621,20
627,30
632,30
635,40
639 50
1
1a
2
2a

A C T A G E O L O G I C A P O L O N I C A

VOL. X 1960 No. 2

WOJCIECH NARĘBSKI

Konkrecje fosforytowe z pstrych margli węglowieckich (Karpaty Fliszowe)

Studium mineralogiczno-genetyczne

STRESZCZENIE: W szarych marglach węglowieckich wieku mastrycht-dan stwierdzono występowanie konkrecji fosforytowych i fosforanowo-węglanowych. Substancja fosforanowa tych utworów jest fluorapatytem węglanowym typu frankolitowo-kurskitowego. Z domieszek węglanowych stwierdzono kalcyt, rodochrozyt i syderoplozyt. Przedyskutowano problem apatytów węglanowych oraz genezę konkrecyjnych pelitowych fosforytów ilastych. Zdaniem autora są one produktem procesów wczesnodiagenetycznych, w których podstawową rolę geochemiczną grały dwutlenek węgla i fluor, mające zasadniczy wpływ na rozpuszczalność fosforanów wapnia. Dwutlenek węgla związany jest z rozkładem materii organicznej w aerobowych warunkach lekko redukcyjnej facji syderytowej, i będąc w równowadze z węglanem wapnia reguluje odpowiedni poziom kwasowości, potencjału oksydacyjnego i rezerwy alkalicznej środowiska. Podwyższone stężenie fluoru przypisać należy kwaśnym ekshalacjom górno-kredowej działalności wulkanicznej, która czasowo odpowiada dokładnie okresowi tworzenia się omawianych fosforytów. Na podstawie badań mineralogiczno-geochemicznych wysunięto też pewne sugestie na temat przypuszczalnych przemian paleogeograficznych w osiowej strefie geosynkliny karpackiej u schyłku górnej kredy.

WSTĘP

Mimo znacznego rozwoju w ostatnich latach badań, poświęconych mineralogii i geochemii konkrecji z fliszu karpackiego, w literaturze dotyczącej tego zagadnienia brak było do ostatnich lat wzmianek o występowaniu w Karpatach fliszowych konkrecji fosforanowych.

Pierwszą wiadomość, wskazującą na możliwość koncentracji fosforu w konkrecjach z pewnych poziomów stratygraficznych fliszu karpackiego, zawdzięczamy M. Kamieńskiemu i K. Skoczylas-Ciszewskiej (1955). Autorzy ci opisali występowanie w górno-kredowo-paleoceńskich

łupkach serii śląskiej pasma Liwocz-Brzanka cienkich, przypuszczalnie tufogenicznych wkładek, które — jak wykazały badania chemiczne — odznaczają się wyraźnym wzbogaceniem w fosfór (5,04-8,91% P_2O_5).

W tym samym mniej więcej czasie wykonujący w Katedrze Mineralogii i Petrografii U.J. pracę magisterską Z. Głowacki stwierdził w jednej z żelazistych konkrecji z warstw istebniańskich okolic Ciężkowic ok. 10% P_2O_5 i obecność fluoru.

Kolejnym potwierdzeniem wzbogacenia w fosfór niektórych konkrecji z górno-kredowo-paleoceńskich osadów serii śląskiej Karpat Środkowych było stwierdzenie przeze mnie, podczas badań chemicznych tzw. syderytów karpackich w dostarczonej mi przez mgr. J. Kotlarczyka konkrecji kalcytowo-syderytowej z górnych łupków istebniańskich okolic Lexandrowej koło Wiśnicza, 3,63% P_2O_5 i 0,28% F. W toku dalszego opracowywania materiałów, zebranych w związku z badaniami konkrecji syderytowych i im pokrewnych (Narębski 1957), okazało się jednak, że największe wzbogacenie w fosfór wykazuje próbka znaleziona podczas wspólnej wycieczki z mgr. L. Koszarskim w okolicy Trepczy koło Sanoka latem 1955 r. Pochodziła ona ze stropowej części pstrych margli węglowieckich serii podśląskiej, a więc osadów mniej więcej równowiekowych z łupkami górnymi istebniańskimi serii śląskiej. Należy podkreślić, że konkrecja ta swą jasną barwą i ciemną zwietrzeliną przypominała do złudzenia węglanowo-manganowe konkrecje, występujące w tym rejonie pospolicie w pstrych łupkach eoceńskich. Badania termiczne różnicowe wykazały jedynie obecność w konkrecji węglanu — rodochrozytu. Apatytowa substancja fosforanowa, nie ulegająca w stosowanym zakresie temperatur żadnym przemianom egzo- i endoenergetycznym, nie ujawniła swej obecności w toku analizy termicznej. Dopiero nieoczekiwane trudności podczas analizy chemicznej wykazały, że konkrecja z Trepczy posiada odmienny skład mineralny, a próba jakościowa z molibdenianem potwierdziła obecność pokaźnej ilości fosforu. Zawartość jego, jak wykazały późniejsze badania ilościowe, wynosi 18,81% P_2O_5, co odpowiada ponad 50-procentowej zawartości substancji apatytowej w konkrecji.

Kiedy podczas dyskusji nad referatem doc. dr. inż. H. Gruszczyka na posiedzeniu naukowym Stacji Karpackiej I.G. w r. 1956 zwróciłem uwagę na możliwość szerszego występowania w marglach węglowieckich trudnych do zidentyfikowania na podstawie li tylko cech zewnętrznych i dlatego błędnie określonych przez geologów konkrecji fosforanowych. W efekcie otrzymałem od mgr F. Szymakowskiej piękne okazy zagadkowych kulistych utworów z margli węglowieckich okolic Wysokiej (ark. Strzyżów). Jak wykazały dokładne badania chemiczno-mineralogiczne, których wyniki ogłoszone zostały w osobnym komunikacie (Narębski

1958), są to typowe fosforyty ilaste, zawierające 27—28% P_2O_5 czyli ponad 80% fluorapatytu węglanowego (frankolitu, kurskitu). Korzystając z uprzejmości mgr F. Szymakowskiej miałem możność przeprowadzenia osobistych obserwacji w miejscu występowania tych interesujących utworów i zebrania okazów fosforytów oraz zawierających je margli.

Badania terenowe, przeprowadzane przez mgr. L. Koszarskiego i mgr. J. Jasionowicza ze Stacji Karpackiej I. G. wykazały, że analogiczne utwory spotyka się również w innych punktach występowania pstrych margli węglowieckich. Stwierdzono je koło Janowic nad Dunajcem, w okolicach Niebocka koło Brzozowa, Węglówki i Lisznej koło Sanoka (seria podśląska) oraz koło Falejówki, Międzybrodzia i Bykowiec (seria śląska). Największe nagromadzenie fosforytów napotkano w strefie pstrych margli, przebiegającej na N od Leska w obrębie wschodniej części wielkiego wypiętrzenia Grabownicy-Załuża-Olszanicy, obejmującego czołowe spiętrzenie jednostki śląskiej i serię podśląską (okolice Monasterca, Bezmiechowej Górnej i Olszanicy).

Obserwacje geologiczne pracowników Karpackiej Stacji I. G. wykazały, że fosforyty występują nie tylko w jednej facji — pstrych marglach węglowieckich, ale związane są niemal wyłącznie z ich odmianą szaro-zieloną. Badania mikrofaunistyczne mgr J. Liszkowej dowiodły, że margle fosforytonośne ze wszystkich znanych dotąd stanowisk są wieku mastrychckiego. Jedynie margle z Wysokiej, zawierające konkrecje czysto fosforytowe, wyróżniają się mikrofauną, wskazującą — według badań mgr. S. Gerocha — na dan.

Tak więc dotychczasowe dane wskazują, że konkrecje fosforytowe i fosforytowo-węglanowe występują w górnej części pstrych margli węglowieckich jednostki śląskiej i podśląskiej, przy czym zasięg ich występowania w profilu stratygraficznym ograniczony jest wyłącznie do najwyższej części górnej kredy (mastrycht-dan).

Kończąc te wstępne uwagi pragnę podziękować mgr F. Szymakowskiej, mgr. L. Koszarskiemu i mgr. J. Jasionowiczowi za użyczenie mi okazów do badań i koleżeńską współpracę oraz mgr J. Liszkowej i mgr S. Gerochowi za informacje, dotyczące wyników badań mikropaleontologicznych.

CHARAKTERYSTYKA CHEMICZNO-MINERALOGICZNA KONKRECJI

Konkrecje fosforytowe i fosforanowo-węglanowe ze znanych dotąd punktów występowania zbadane zostały chemicznie i termicznie. Poza tym mgr C. Harańczyk przeprowadził na prośbę autora półilościową analizę spektralną kilku konkrecji, za co składam mu niniejszym serdeczne podziękowanie.

Analizy chemiczne wykonane zostały częściowo według schematu, stosowanego ogólnie przy rozbiorze fosforytów (Jęczalik 1957), częściowo zaś metodą polegającą na wstępnym wydzieleniu wapnia w postaci siarczanu w środowisku alkoholowym i oznaczeniu go w tej postaci (Kontrola analityczna w przemyśle chemicznym t. III, Analiza produktów nieorganicznych, 1955). Żelazo i glin oznaczono w tym przypadku w postaci fosforanów w przesączu po wapniu po odparowaniu alkoholu. Metodyka ta okazała się najdogodniejszą i najdokładniejszą do analizowania konkrecji fosforanowych, zawierających większe domieszki węglanów żelaza i manganu. Całkowitą zawartość żelaza oznaczano miareczkowaniem kompleksometrycznym wobec kwasu sulfosalicylowego przy pH = 3 (Přibil 1955), a FeO przy pomocy dwuchromianu wobec dwufenyloaminy po rozpuszczeniu próbki w kolbce stożkowej, zaopatrzonej w wentyl (Narębski 1955). Oznaczenie fosforu przeprowadzano z osobnej próbki metodą pirofosforanową po wydzieleniu tego pierwiastka przy pomocy molibdenianu. Fluor wyodrębniano przez destylację H_2SiF_6 a oznaczano zależnie od jego zawartości w próbce: 1) przy pomocy miareczkowania wytrąconego PbClF metodą Volhardta (fosforyty z Wysokiej), 2) miareczkowaniem zobojętnionego destylatu azotanem toru wobec czerwieni alizarynowej S (konkrecje fosforanowo-węglanowe z Bezmiechowej Górnej, Trepczy i Olszanicy) i 3) kolorymetrycznie metodą Steigera (margiel syderytyczny z Lexandrowej). Wodę oznaczano zmodyfikowaną metodą Penfielda dodając do próbki tlenku ołowiawego celem związania fluoru. Poza tym oznaczano straty na wadze w przedziałach temperatur do 110°, 110—300° oraz powyżej 300° (Mac Connell 1937, 1938, 1940). Przy analizowaniu fosforytów duże znaczenie ma dokładne oznaczenie dwutlenku węgla, którego część związana jest z domieszką kalcytu, część zaś węgla wchodzi w sieć krystaliczną apatytu, podstawiając diadochowo fosfór (Mac Connell -938, Biełov 1940, 1953, 1957, Biełov & Borneman-Starynkievič 1953). W związku z tym zastosowano opracowaną ostatnio przez S. R. Silvermanna i współpracowników (1952) metodę ilościowego oznaczania zawartości kalcytu w apatytach węglanowych, polegającą na selektywnym rozpuszczaniu $CaCO_3$ w roztworze cytrynianu trójamonowego. W konkrecjach o wysokiej zawartości $FeCO_3$ i $MnCO_3$ zawodziła również i ta metoda, wobec czego podstawą do ustalenia ich składu mineralnego były obliczenia stechiometryczne, oparte na wynikach dokładnych badań konkrecji fosforanowo-kalcytowych (Wysoka, Bezmiechowa Górna).

Celem przybliżonego ustalenia charakteru geochemicznego środowiska, w którym tworzyły się omawiane konkrecje, zastosowano metodę oznaczania różnych form żelaza w zawierających je marglach (Strachov & Załmanzon 1955, Narębski 1957). Zawartość fosforu w marglach

węglowieckich, zawierających omawiane konkrecje, oznaczano kolorymetrycznie w postaci kompleksu wanadowo-molibdenowego, a dwutlenku węgla przy pomocy aparatu Geislera.

Omówienie wyników badań konkrecji i zawierających je margli rozpoczniemy od fosforytów z Wysokiej, po czym zajmiemy się konkrecjami fosforanowo-węglanowymi z okolic Sanoka i Leska.

Konkrecje fosforytowe z Wysokiej Strzyżowskiej

Wyniki analiz chemicznych dwóch kulistych konkrecji (fig. 1 i 2), różniących się od siebie jedynie barwą, przedstawiają się następująco:

	Konkrecja ciemnopopielata (Dark concretion)	Konkrecja jasna (Light concretion)
Nierozp. w HCl (Insoluble in HCl)	8,31	7,66
CaO	45,08	45,86
FeO	0,63	0,66
MgO	1,44	1,08
MnO	0,47	0,42
P_2O_5	26,97	28,06
SO_3	0,86	0,77
CO_2 (apatytowe) — (apatitic)	3,97	3,77
CO_2 (kalcytowe) — (calcitic)	1,66	1,54
H_2O^{-110}	0,68	0,63
H_2O^{-300}	1,25	0,81
H_2O^{+300}	2,09	2,38
F_2	2,52	2,44
Cl	0,02	ślad
Fe_2O_3	0,28	0,37
Al_2O_3	4,10	4,42
S	0,81	0,49
Subst. org. (Organic subst.)	0,32	0,26
	101,46	101,62
$- O = F_2$	1,06	1,03
	100,40	100,59

Celem ustalenia charakteru mineralogicznego fosforanu wykonano przeliczenia przy założeniu, że struktura substancji odpowiada 42-atomowej drobinie apatytu $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$ z możliwościami podstawień diadochowych (Ca, Mg, Fe, Mn), (P, C, S) i (F, OH). Jak wykazały badania N. V. Biełova i I. D. Borneman-Starynkievič (1940, 1953), równocześnie z podstawieniem w apatytach węglanowych P^{+5} przez C^{+4} dla kompen-

sacji ładunków jeden z jonów O^{-2} w wierzchołku czworościanu koordynacyjnego zastępowany jest przez OH^{-1} lub F^{-1}. Dlatego sumaryczna zawartość (OH + F) w drobinie apatytu węglanowego jest zawsze wyższa od 2, przy czym nadmiar ten odpowiada ilości węgla, wchodzącego w skład struktury apatytowej.

Wyniki przeliczeń przedstawiają się następująco:

	Konkrecja jasna (Light concretion)			Konkrecja ciemna (Dark concretion)		
	% wag. (Weight percent)	Stos. mol. (Mol. quot.)	Przelicz. na 42 atomy (Recalculated for 42 atoms)	% wag. (Weight percent)	Stos. mol. (Mol. quot.)	Przelicz. na 42 atomy (Recalculated for 42 atoms)
Ca	31,38	783	9,48	30,70	766	9,51
Mg	0,65	27	0,32	0,87	36	0,43
Fe	0,51	9	0,11	0,49	9	0,11
Mn	0,32	6	0,08	0,36	7	0,08
P	12,24	395	4,80	11,77	380	4,72
C	1,03	86	1,06	1,08	90	1,12
S	0,31	10	0,13	0,34	11	0,14
F	2,44	129	1,57	2,52	133	1,64
OH	2,24	132	1,59	1,97	116	1,44
O	31,19	1886	22,86	30,63	1807	22,81
			42,—			42,—

Zaokrąglając odpowiednie współczynniki do miejsc dziesiętnych otrzymamy następujące wzory krystalochemiczne substancji fosforanowej konkrecji z Wysokiej:

Konkrecja ciemna $Ca_{9,5}\ Mg_{0,4}\ Fe_{0,1}\ Mn_{0,1}\ P_{4,8}\ C_{1,1}\ S_{0,1}\ O_{22,8}\ OH_{1,4}\ F_{1,6}$

Konkrecja jasna $Ca_{9,5}\ Mg_{0,3}\ Fe_{0,1}\ Mn_{0,1}\ P_{4,7}\ C_{1,1}\ S_{0,2}\ O_{22,9}\ OH_{1,6}\ F_{1,5}$

Ciężary właściwe obu zbadanych konkrecji wynoszą odpowiednio 2,912 i 2,903, a oznaczone metodą immersyjną współczynniki załamania wahają się w granicach 1,598-1,605. Wszystkie te dane łącznie z wynikami analizy chemicznej świadczą o tym, że substancja fosforanowa konkrecji z Wysokiej ma charakter fluorapatytu węglanowego typu kurskitu (Bušinskij 1938, 1952, 1954), odpowiadającego frankolitowi o maksymalnym podstawieniu fosforu przez węgiel.



Fig. 1
Typowa konkrecja fosforytowa z Wysokiej Strzyżowskiej. Wielkość naturalna
Fot. M. Kleiber
Typical phosphorite concretion from Wysoka Strzyżowska. Natural size



Fig. 2
Nagromadzenie konkrecji fosforytowych w Czarnym Potoku koło Wysokiej Strzyżowskiej
Accumulation of phosphorite concretions in Czarny stream valley near Wysoka Strzyżowska

Badania termiczne różnicowe i wagowe (fig. 3 i 4) potwierdził wyniki ilościowych oznaczeń chemicznych metodą Silvermanna (1952). Kalcytowe wychylenie endotermiczne na krzywej różnicowej ma swoj maksimum w 790°, co zgodnie z tabelką zamieszczoną w pracy teg

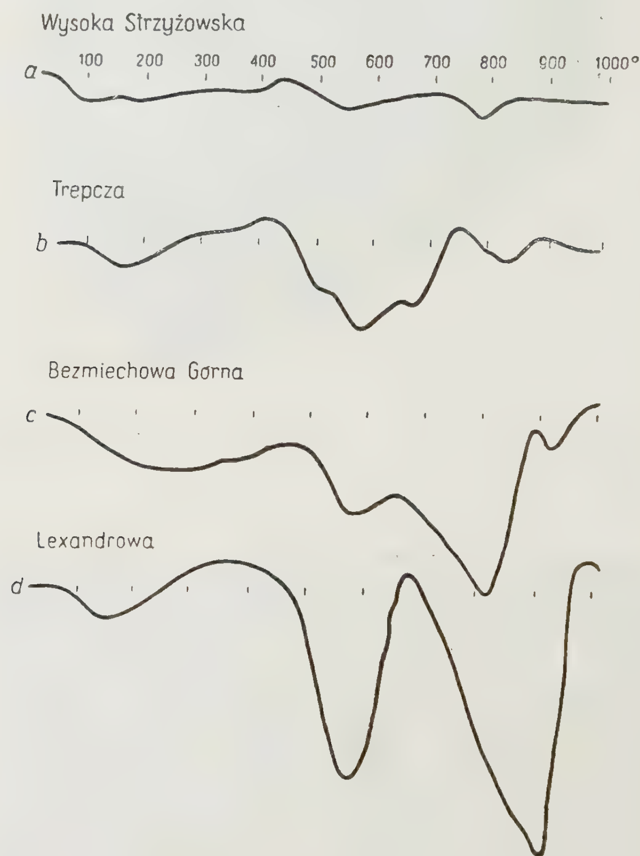


Fig. 3

Krzywe termiczne różnicowe konkrecji fosforytowych z margli węglowieckich

Differential thermal curves of phosphorite concretions from Węglówka marls

autora odpowiada 3-4% $CaCO_3$. Nieznaczne wychylenia endotermiczn w 100°, 180° i 550° związane są z obecnością domieszki ilastej, a reak cja egzotermiczna w 420° odpowiada utlenianiu pirytu.

Krzywe termiczne wagowe konkrecji z Wysokiej Strzyżowskie (fig. 4) są bardzo zbliżone do tych, jakie otrzymał Th. Geiger (1950b

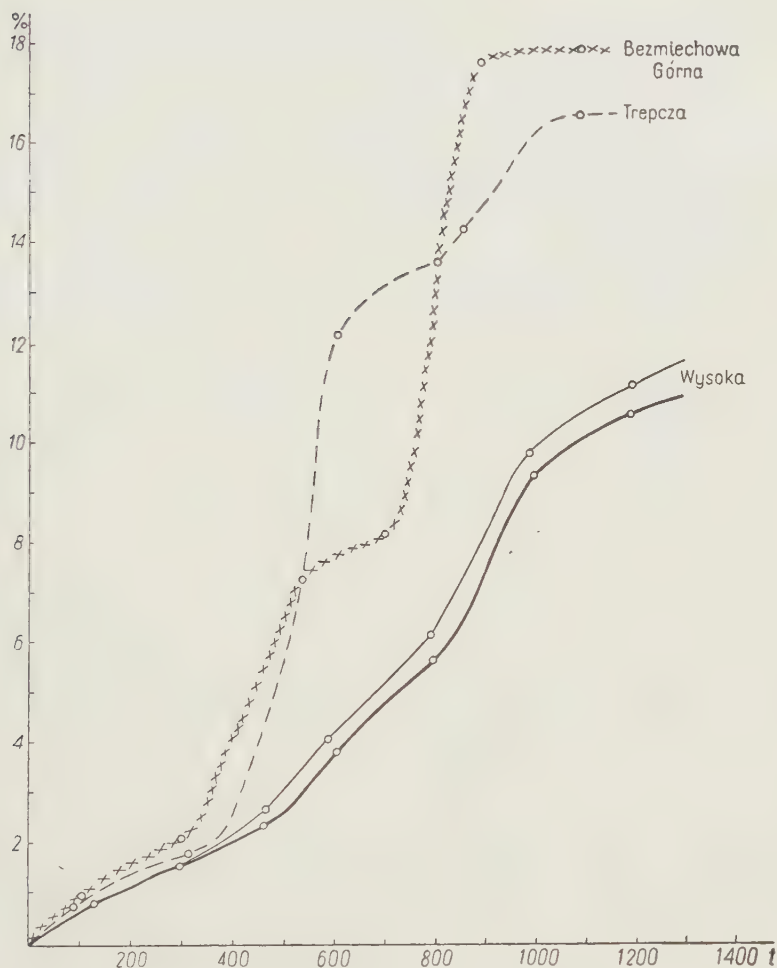


Fig. 4

Krzywe termiczne wagowe konkrecji fosforytowych z margli węglowieckich

Thermal curves of phosphorite conretions from Węglówka marls

dla fosforytów z Marokka i Tunisu. Warto podkreślić, że skład chemiczny zbadanego przez tego autora fosforytu tunezyjskiego jest bardzo zbliżony do składu naszej konkrecji jasnej (28,90% P_2O_5, 47,55% CaO, 5,40% CO_2, 2,75% F i 2,88% H_2O).

Na omawianych krzywych można wyróżnić następujące trzy głów-

ne zakresy temperatur, odpowiadające określonym przemianom badanych substancji:

20-100° — wydzielanie się wody hygroskopijnej;
100-500° — wydzielanie się wody związanej (konstytucyjnej); utlenianie pirytu i substancji organicznej;
500-1200° — wydzielanie się CO_2.

Należy podkreślić, że — jak wykazały badania rentgenograficzne Th. Geigera (1950a) — substancja fosforytowa zachowuje strukturę apatytową do temperatury 1400° nawet po utracie fluoru, który wydziela się w zakresie 1300-1400°.

Wyniki półilościowych oznaczeń spektralnych pierwiastków śladowych w fosforytach z Wysokiej przedstawiają się jak następuje:

	Ba	Sr	V	Cr	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	Mo	Ga
Fosforyt (Phosphorite)	++	+++(+)	śl	+	++++	+	+	+	śl	++(+)	śl	śl	śl	(+)
Margiel (Marl)	++	++	+(+)	++(+)	++	+	+	++(+)	+	śl	(+)	—	śl	+(+)

Objaśnienie znaków: śl ślad (trace), + ilość w granicach normatywnej wykrywalności przy wzbudzeniu łukowym (minimal quantity detectable in arc), ++ więcej niż +, +++ więcej niż ++, ( ) w nawiasie wartość obniżona (in brackets diminished amount), — brak (no).

Najbardziej uderzająca jest znacznie podwyższona zawartość ołowiu w fosforycie oraz równomierny podział niklu i kobaltu między konkrecje i margiel, co może mieć pewne znaczenia dla wyjaśnienia genezy tych utworów.

Konkrecje fosforanowo-węglanowe z okolic Sanoka i Leska

Największe nagromadzenie interesujących nas konkrecji stwierdzone zostało w strefie pstrych margli węglowieckich, przebiegających na północ od Leska w obrębie antykliny Grabownicy-Załuża-Olszanicy (Jasionowicz, Koszarski & Szymakowska 1959).

Przeprowadzone badania mineralogiczne wykazały, że konkrecje z tej strefy różnią się wyraźnie od omówionych poprzednio fosforytów ilastych z Wysokiej Strzyżowskiej ze względu na znaczną domieszkę minerałów węglanowych. Odznaczają się one również mniej regularną

i bardziej wydłużoną formą, obecnością ciemnej powłoki zwietrzelinowej tlenków Fe i Mn oraz jaśniejszą barwą.

Wyniki analizy chemicznej konkrecji z Trepczy koło Sanoka, Bezmiechowej Górnej i Olszanicy oraz ich skład mineralny przedstawiają się następująco:

	Trepcza	Bezmiechowa Górna		Olszanica
		poz. górny (higher level)	poz. dolny (lower level)	
Nierozp. w HCl (Insoluble in HCl)	13,81	13,72	17,69	11,75
Al_2O_3	1,02	3,10	4,30	0,75
F_2O_3	0,08	0,18	0,12	0,86
CaO	30,22	41,32	40,07	25,90
MgO	2,35	0,51	0,26	2,05
FeO	1,80	1,90	0,93	15,46
MnO	14,16	1,21	0,59	6,05
P_2O_5	18,81	17,86	21,95	9,13
SO_3	0,56	0,87	0,95	0,45
F	1,53	1,49	1,69	0,90
CO_2 (apatytowe) (apatitic)	2,11	1,63	2,20	0,85
CO_2 (węglanowe) (carbonatic)	10,34	12,61	5,44	24,62
H_2O^{-110}	0,96	1,01	0,92	0,34
H_2O^{+110}	2,56	2,95	3,38	1,42
	100,35	100,36	100,49	100,53
— O = F_2	0,64	0,62	0,71	0,38
	99,71	99,74	99,78	100,15

Ił i domieszki (Clay and admixtures)	16,1	19,5	24,3	14,6
Fluorapatyt węglanowy (Carbonate fluor-apatite)	54,7	51,—	63,2	25,7
$FeCO_3$	2,9	]	]	24,9
$MnCO_3$	22,9	] 6,—	] 2,9	9,8
$MgCO_3$	3,—	]	]	4,4
$CaCO_3$	0,4	23,5	9,6	20,6
	100,—	100,—	100,—	100,—

Na podstawie przybliżonych przeliczeń, analogicznych do tych, jakie zastosowano przy interpretacji wyników analiz fosforytów z Wysokiej Strzyżowskiej, otrzymano następujące wzory krystalochemiczne substancji fosforanowej omawianych konkrecji:

Trepcza		$(Ca_{9,7}\ Mg_{0,3})\ (P_{4,9}\ S_{0,1}\ C_{1})\ O_{23}\ (OH_{1,5}\ F_{1,5})$
Bezmiechowa	poz. grn.	$Ca_{10}\ (P_{5}\ S_{0,3}\ C_{0,7})\ O_{23}\ (OH_{1,4}\ F_{1,6})$
Górna	poz. dln.	$Ca_{10}\ (P_{5}\ S_{0,2}\ C_{0,8})\ O_{23}\ (OH_{1,5}\ F_{1,5})$

W płytkach cienkich konkrecje z okolic Trepczy, Bezmiechowej Górnej i Olszanicy przedstawiają się jako utwory pelityczne, w których odróżnienie węglanów od apatytu węglanowego w zasadniczej masie skały jest zazwyczaj bardzo trudne. Na tym drobnoziarnistym tle nieco wyraźniej widoczne są jedynie większe i wykazujące wyraźny dodatni relief ziarna węglanów żelaza i manganu (np. w próbce z Trepczy). Ponadto widoczna jest rozproszona w całej masie żółtawo-brunatna domieszka ilasta, której zabarwienie związane jest z obecnością substancji organicznej. Gdzieniegdzie obserwuje się skupiska drobniutkich kuleczek pirytu (Bezmiechowa Górna) oraz kalcytowe skorupki mikrofauny i spikule gąbek.

Badania termiczne różnicowe i wagowe dostarczyły jedynie danych odnośnie do charakteru mineralnego węglanów, występujących w paragenezie z apatytem węglanowym w konkrecjach z okolic Sanoka i Leska.

Krzywa różnicowa okazu z Trepczy (fig. 3 *b)* ma kształt typowy dla węglanowych konkrecji manganowo-żelazistych, występujących w tym rejonie w pstrych łupkach eoceńskich (Narębski 1957). O rodochrozytowym charakterze domieszki węglanowej w tej konkrecji świadczy również krzywa termiczna wagowa (fig. 4). Jak widzimy, największa strata CO_2 przypada na zakres 400-600° i wynosi 10,2%.

Wyraźnie odmienny kształt mają krzywe termiczne konkrecji z Bezmiechowej Górnej (fig. 3 *c* i 4). Na krzywej różnicowej notujemy szerokie niskotemperaturowe wychylenie, związane z odwadnianiem domieszki ilastej oraz dwie ostre reakcje endotermiczne z maksimum w 580° i 820°, związane z dysocjacją termiczną minerałów węglanowych $(Fe,Mn,Mg)CO_3$ i $CaCO_3$. Godne uwagi jest obniżenie temperatury rozkładu kalcytu o ok. 100°, wywołane obecnością substancji ilastej i tlenków Fe i Mn, powstałych przy rozkładzie węglanów, zawierających te pierwiastki. O tym, że w zbadanych konkrecjach żelazo, mangan i magnez występują wspólnie w odrębnej fazie mineralnej, nie wchodząc diadochowo w sieć krystaliczną występującego w tych utworach w znacznie większej ilości kalcytu, świadczy też analiza termiczna wagowa. Na otrzymanej krzywej widoczna jest wyraźnie dwustopniowa utrata przez

konkrecję dwutlenku węgla — w przedziałach 350-500° oraz 700-800° (fig. 4).

Półilościowe badanie spektralne konkrecji i łupku z Trepczy dało następujący wynik:

	Ba	Sr	V	Cr	Mn	Ni	Co	Cu
Konkrecja (Concretion)	+++(+)	+++(+)	śl	(śl)	X	(+)	(+)	++(+)
Łupek (Shale)	++(+)	++(+)	++	++	++	+(+)	(+)	++(+)
	Zn	Pb	Ag	Sn	Mo	La	Ce	
Konkrecja (Concretion)	+(+)	śl	śl	?	+	+(+)	(+)	
Łupek (Shale)	+	(+)	(+)	(+)	śl	(+)	(+)	

Jak widać z tabelki, również i w tym przypadku zaznacza się wyraźnie podwyższona zawartość pierwiastków śladowych z grupy metali kolorowych. O ile jednak w fosforycie z Wysokiej pierwiastkiem tym był ołów, to w przypadku konkrecji kurskitowo-rodochrozytowej z Trepczy notuje się podwyższoną ilość Zn, Cu i Mo.

Na zakończenie omówienia wyników badań karpackich konkrecji fosforonośnych parę słów o wybitnie wzbogaconej w fosfór wkładce węglanowej z warstw istebniańskich okolic Lexandrowej koło Wiśnicza. Wyniki analizy chemicznej tego utworu przedstawiają się następująco:

Nierozp. w HCl (Insoluble in HCl)	18,43
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	2,46
FeO	14,25
MnO	1,88
CaO	24,77
MgO	5,07
CO_2	29,75
P_2O_5	3,63
F	0,28
	100,52
$-O = F_2$	0,12
	100,40

Skład mineralny (Mineral composition)	
Ił i domieszki (Clay and admixtures)	22,1
$FeCO_3$	22,9
$MnCO_3$	3,—
$MgCO_3$	7,8
$CaCO_3$	35,7
Fluorapatyt węglanowy Carbonate fluor-apatite)	8,5
	100,—

Krzywa termiczna różnicowa tej wkładki (fig. 3 *d*) jest typowa dla margli syderytycznych. Jest ona jeszcze jednym dowodem krystalochemicznego antagonizmu $FeCO_3$ i $CaCO_3$, które również i w tym przypad-

ku tworzą odrębne fazy mineralogiczne, rozkładające się odpowiedni w 570°-1600° (syderoplezyt) i 920° (kalcyt).

Z geochemicznego i genetycznego punktu widzenia najbardziej interesująca jest obecność fluoru w fosforonośnej wkładce z łupków istebniańskich serii śląskiej okolic Lexandrowej koło Wiśnicza (ark. Bochnia). Należy podkreślić, że w zbadanych przez autora grubych wkładkach margli syderytycznych z okolicy Rajbrotu (próbka dostarczona przez doc. dr K. Skoczylas-Ciszewską), pochodzących z szarych margli górnokredowych serii podśląskiej, zawartość P_2O_5 wynosiła zaledwie 0,31% a fluoru brak było zupełnie.

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNO-GEOCHEMICZNA POPIELATO-SZARYCH MARGLI WĘGLOWIECKICH

Jak wynika z badań termicznych (fig. 5) i obserwacji mikroskopowych fosforonośne popielato-szare margle węglowieckie są osadem mułowcowo-ilastym, w którym dominującym składnikiem są minerały typu

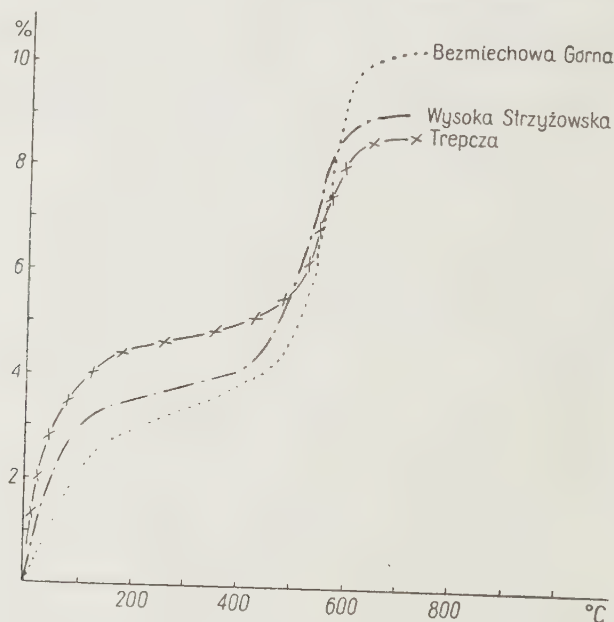


Fig. 5

Krzywe termiczne wagowe fosforytonośnych margli węglowieckich (0-700°C)
Thermal curves of phosphorite-bearing Węglówka marls (0-700°C)

hydromikowego. W zbadanych próbkach margli z Trepczy, Bezmiechowej Górnej i Wysokiej Strzyżowskiej zawartość węglanu wapnia waha się w granicach 24,1-49%.

Wyniki oznaczeń różnych form żelaza, wskaźnikowych dla warunków utleniająco-redukcyjnych środowiska oraz zawartość fosforu w marglach przedstawiają się następująco:

	Fe^{+2}_{HCl}	Fe^{+3}_{HCl}	P_2O_5
Wysoka Strzyżowska	1,81	0,18	0,12
Trepcza	0,86	0,17	0,13
Bezmiechowa Górna	0,57	0,22	0,15

Wyraźna przewaga w ekstrakcie (2-procentowy HCl) żelaza dwuwartościowego nad trójwartościowym świadczy o tym, że środowisko diagenezy popielato-szarych margli węglowieckich miało charakter redukcyjny, odpowiadający w przybliżeniu geochemicznej facji syderytowej. Różnią się one pod tym względem wyraźnie od pstrych margli eoceńskich, w których rozpuszczalne w słabym kwasie żelazo trójwartościowe przeważa znacznie nad dwuwartościowym, co jest wskaźnikiem utleniającego środowiska. O redukcyjnym charakterze środowiska diagenezy rozpatrywanych margli świadczy również występowanie w nich drobnych konkrecji pirytowych.

Zawartość fosforu w marglach zbliżona jest do klarku tego pierwiastka dla pelitycznych skał osadowych omawianego typu. Nie można jednak wysnuwać stąd wniosków co do pierwotnego stężenia fosforu w interesujących nas osadach. Trzeba bowiem pamiętać o tym, że stwierdzone obecnie zawartości różnych pierwiastków w osadach i konkrecjach nie są odbiciem ich pierwotnych stężeń w stadium sedymentacyjnym lecz rezultatem intensywnych przemian i migracji diagenetycznych, jakie miały miejsce głównie podczas wczesnej diagenezy osadu, której produktem są opisywane fosforyty karpackie. Zagadnieniu temu poświęcony jest specjalny rozdział niniejszej pracy.

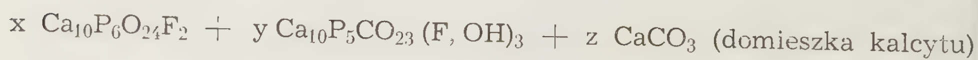
O PROBLEMIE APATYTÓW WĘGLANOWYCH

Wyniki przeprowadzonych badań stanowią jeszcze jeden przyczynek do szeroko dyskutowanego ostatnio problemu apatytów węglanowych, któremu należy w związku z tym poświęcić nieco miejsca.

O ile przynależność fosforanu wapnia konkrecji fosforytowych do grupy apatytu nie budzi dziś żadnych wątpliwości, o tyle krystalochemiczna rola węgla w tych utworach, oznaczanego w toku analizy chemicznej w konwencjonalnej formie CO_2, jest wciąż jeszcze przedmiotem

badań i sporów. Przyczyną tej różnicy zdań jest przede wszystkim bardzo drobnoziarnista struktura fosforytów osadowych, uniemożliwiająca zazwyczaj identyfikację ich części składowych przy pomocy mikroskopu. Ponadto utwory te zawierają często (jak np. w naszym konkretnym przypadku) liczne domieszki, najczęściej węglanowe, których dokładne oznaczenie analityczne jest nie zawsze możliwe. Jedyną dającą zadowalające wyniki jest opisana poprzednio metoda Silvermanna, Fuyata i Weisera (1952), ale stosować ją można jedynie w przypadku konkrecji fosforanowo-kalcytowych. Dlatego decydujących argumentów w opisywanej dyskusji dostarczyć mogą przede wszystkim metody fizyczno-chemiczne, z których na pierwszy plan wybijają się badania rentgenograficzne metodą proszkową oraz analiza termiczna różnicowa i wagowa, poparte — rzecz jasna — dokładnymi rozbiorami chemicznymi.

Znaczna większość badaczy fosforytów i apatytów węglanowych (Biełov 1957; Biełov & Borneman-Starynkievič 1940, 1953; Bušinskij 1954; Deans 1938; Mac Connell 1938; Mac Connell & Gruner 1937, 1940; de Villiers 1942) jest zdania, że węgiel wchodzi w skład sieci apatytu, podstawiając w niej częściowo fosfór. Jak wykazały badania strukturalne N. V. Biełova i I. D. Borneman-Starynkievič (1953), poparte ostatnio metodą rzutowania funkcji gęstości elektronowej na płaszczyznę (0001) (Masliennikov & Kavickaja 1956) jon fosforu ułożony jest nie w środku czworościanu koordynacyjnego lecz bliżej jednej z jego ścian. Odległości P — O wynoszą bowiem odpowiednio 2,03; 1,50; 1,62 i 1,62 Å. Podstawiający go jon C^{+4} układa się jeszcze bliżej tej ściany, tak że jego związek z czwartym wierzchołkiem czworościanu osłabia się na tyle, iż powstaje możliwość zamiany w nim jonu O^{-2} na F^{-1} lub OH^{-1}. Rezultatem tej zamiany jest zachowanie wartościowości rodników $(PO)^{-3}$ — $[CO_3(F.OH)]^{-3}$. Według N. V. Biełova i I. D. Borneman-Starynkievič (1940, 1953) wszystkie analizy fluorapatytów węglanowych (frankolitów, kurskitów) można wyrazić przy pomocy wzoru:



$$x\ Ca_{10}P_6O_{24}F_2 + y\ Ca_{10}P_5CO_{23}(F, OH)_3 + z\ CaCO_3 \text{ (domieszka kalcytu)}$$

Niektórzy jednak badacze, jak np. F. Machatschki (1939), Th. Geiger (1950 a, b), E. P. Furman (1954) i A. V. Kazakov (1950 b) są zwolennikami poglądu, że apatyty węglanowe nie są substancją jednorodną lecz stanowią mieszaninę apatytu i submikroskopowo rozproszonego kalcytu. Z prac tych autorów najbardziej interesujące jest studium doświadczalne Th. Geigera (1950 a, b), wykonane pod wytrawnym kierownictwem P. Niggliego i E. Brandenbergera. Autor ten przeprowadził badania rentgenograficzne i termiczne typowych fluor- i hydroksyl-apatytów węglanowych z różnych miejsc ich występowania. Wśród zbadanych oka-

zów znalazł się również „grodnolit“ z Rachowa (Morozewicz 1924). Z otrzymanych przez Th. Geigera wyników na podkreślenie zasługują:

1) Mimo wielkiego podobieństwa diagramów proszkowych fluorapatytu i fluorapatytu węglanowego dokładne ich porównanie wykazuje jednak pewne różnice.

2) Wyprażony do 1000° fluorapatyt węglanowy wykazuje nadal swój pierwotny rentgenogram proszkowy. Dopiero w temperaturze 1100-1200° następuje przekształcenie go we fluorapatyt.

Tymczasem, jak to wykazały nawet badania Th. Geigera, w mieszaninie fluorapatyt + kalcyt rozkład tego ostatniego zachodzi już w przedziale 800-1000°. Mimo to autor ten jest zdania, iż utrudnione wydzielanie się CO_2 z apatytów węglanowych spowodowane jest bardzo subtelnym rozproszeniem kalcytu w apatycie, w wyniku czego dyfuzja dwutlenku węgla z rozkładających się cząstek kalcytu jest bardzo utrudniona. Wydaje się, że pewien wpływ na tego rodzaju interpretację miało stwierdzenie przez Th. Geigera przy pomocy fenolftaleiny pewnej ilości CaO w wyprażonym do 1000° fluorapatycie węglanowym. Obecnie wiemy już, że fakt ten nie może być podstawą do tak daleko idących uogólnień.

Jak wykazały bowiem badania ilościowe S. Silvermanna, R. K. Fuyata i J. D. Weisera (1952), kalcyt jest niemal stałym paragenetycznym towarzyszem fluorapatytu węglanowego w fosforytach. Tym niemniej pewna część węgla tych samych konkrecji związana jest w sieci apatytowej.

Bardzo ważkich, jeśli nie decydujących argumentów za realnym istnieniem węglanowej odmiany apatytu, dostarczyły ostatnio prace rentgenograficzne P. R. Ozierova, Ł. B. Grinšpana i G. I. Bušinskiego (1956) oraz B. M. Masliennikova i F. A. Kavickiej (1956). Dokładne badania tych autorów przeprowadzone zostały na zanalizowanych okazach fosforytów i apatytów węglanowych o różnej zawartości CO_2 w dużych kamerach debeyowskich ($2r = 114,6$ i 143 mm). W wyniku obliczeń parametrów komórki elementarnej zbadanych okazów, zmierzonych z dokładnością ok. 0,015 Å, okazało się, że — zgodnie z rezultatami ogólnych badań D. Mac Connella (1938) — parametr a wykazuje zmienność w granicach 9,28-9,38 kX, przy czym wartość jego maleje przy przejściu od fluorapatytu do fluorapatytu węglanowego. Natomiast wartość parametru c jest stała w granicach błędu doświadczalnego (6,87-6,89 kX). Okazało się również, że zbadane fosforany można, ze względu na wartość parametru a, zaliczyć do trzech grup, odpowiadających trzem wyróżnionym wcześniej przez G. I. Bušinskiego (1954) odmianom mineralogicznym: fluorapatytowej (a=9,35-9,37 kX), frankolitowej (a=9,30-9,32 kX) i kurskitowej (a = 9,27-9,29 kX). Wspomniane grupy mineralne szere-

gu fluorapatyt — fluorapatyt węglanowy różnią się też wyraźnie szeregiem własności. W miarę podstawiania (PO_4) przez $[CO_3(F, OH)]$ maleją gęstość i średni spółczynnik załamania, a wzrasta dwójłomność minerału. Fakty te znane były również Th. Geigerowi, który tłumaczył je jednak istnieniem niesłychanie subtelnych przerostów apatytu z węglanem, przypominających jakieś anomalne kryształy mieszane.

Jak wynika z przytoczonych uprzednio danych, własności fizyczne i skład chemiczny substancji fosforanowej konkrecji karpackich wskazują, iż ma ona charakter silnie węglanowego frankolitu (kurskitu). Przeprowadzono również próby potwierdzenia tego wniosku przy pomocy analizy rentgenograficznej. Niestety na otrzymanym debejogramie fosforytu z Wysokiej najbardziej charakterystyczne linie (231), (140), (402) i (004), pozwalające na odróżnienie poszczególnych odmian minerałów szeregu apatytowego wyszły zupełnie rozmazane, co uniemożliwiło wyliczenie parametru a.

Tym niemniej wszystkie pozostałe dane chemiczne, termiczne i fizyczne są wystarczającym dowodem na frankolitowo-kurskitowy charakter substancji fosforanowej omawianych konkrecji karpackich. Przeprowadzone badania zdają się również wskazywać na istnienie ciągłego przejścia między frankolitem i kurskitem, na którego możliwość wskazali B. M. Masliennikov i F. A. Kavickaja (1956). Są one również potwierdzeniem niewielkiej ale widocznej roli siarki jako drugiego obok węgla podstawnika fosforu w strukturze apatytowej. Mimo bowiem ponad półprocentowej zazwyczaj zawartości SO_3 w zanalizowanych okazach, badania mikroskopowe nie wykazały w żadnym z nich obecności gipsu.

PROBLEM GENEZY KARPACKICH KONKRECJI FOSFORANOWYCH

Zagadnienie tworzenia się fosforanów osadowych, będące tematem wielu wnikliwych prac zarówno teoretycznych jak i doświadczalnych, jest wciąż przedmiotem żywej dyskusji. Wśród poświęconych temu problemowi opracowań na pierwszy plan wybijają się prace G. R. Mansfielda (1918, 1940), G. I. Bušinskiego (1937, 1954), H. Crednera (1895), A. V. Kazakova (1950a, b) J. Tokarskiego (1931, 1932), A. Carnota (1910), A. Riviere'a (1941) i ostatnio A. I. Smirnova (1958). Godne uwagi są również prace L. Cayeux (1932) oraz R. S. Dietza, K. O. Emery'ego i F. D. Sheparda (1942), omawiające warunki występowania fosforytów współczesnych na Agulhas Bank koło Przylądka Dobrej Nadziei oraz u wybrzeży południowej Kalifornii.

Nie wdając się w szczegóły przytoczonych prac postaram się omówić pokrótce te wyniki dotychczasowych badań nad genezą fosforytów, które w naszym konkretnym przypadku mają podstawowe znaczenie. Jak wynika bowiem z przeprowadzonych badań, rozpatrywane konkrecje mają charakter dość specyficzny. Są to fosforyty o strukturze pelitycznej, w których obok podstawowego składnika — fluorapatytu węglanowego (kurskitu Bušinskiego) i niewielkiej domieszki ilastej występuje zawsze i to w dość pokaźnej niekiedy ilości substancja węglanowa (kalcyt, rodochrozyt lub syderoplezyt). Przyczyną tego faktu jest zapewne węglanowy charakter skały macierzystej — margli węglowieckich oraz fakt, że tworzyły się one w warunkach geochemicznej facji syderytowej. We wszystkich omawianych fosforytach karpackich brak jest natomiast zupełnie glaukonitu i domieszki gruboklastycznej, co pozostaje niewątpliwie w związku z pelitycznym charakterem i geochemicznymi warunkami środowiska, w jakim się one tworzyły.

Zdaniem G. I. Bušinskiego (1954), omawiając problem nagromadzania się fosforytów w danym środowisku należy rozpatrzyć 1° rozpuszczalność fosforanów wapnia w wodzie morskiej, 2° warunki koncentracji fosforanów w tym środowisku i 3° zagadnienie wytrącania się fosforytów.

Chociaż pewni badacze mówią o wytrącaniu się fosforanów z wody morskiej już przy stężeniu 114 mg P_2O_5/m^3, A. N. Kazakov (1950a) określił rozpuszczalność fluorapatytu w wodzie destylowanej na 50-100 mg P_2O_5/m^3.

Badania oceanograficzne wykazały, że nawet przy zawartości w wodzie morskiej 600-700 mg P_2O_5/m^3 (fiordy norweskie, strefa przydenna Morza Czarnego) fosforyty nie wytrącają się, mimo odpowiedniej kwasowości środowiska (pH = 7,4-8,2). Tymczasem zawartość P_2O_5 w przydennych wodach oceanicznych oraz w rejonie działania prądu wstępującego u wybrzeży Kalifornii, gdzie wykryto przypuszczalnie współczesne fosforyty, wynosi przy pH = 8 zaledwie 150-200 mg/m^3, czyli jest bardzo zbliżona do przeciętnej zawartości P_2O_5 w wodach przydennych mórz i oceanów. Stąd przypuszczenie, iż fosforany wytrącają się tu nie bezpośrednio z wody morskiej lecz z roztworów iłowych, w których stężenie P_2O_5 dochodzi do 1000 mg/m^3 (Bušinskij 1954). Mimo niewątpliwej słuszności ostatniego wniosku tego badacza, całość jego rozważań odnoszących się do rozpuszczalności fosforanów wapnia ma jedną słabą stronę. Podobnie jak większość innych autorów nie podkreśla on należycie ogromnego wpływu na tę rozpuszczalność fluoru i dwutlenku węgla, chociaż wielokrotnie zaznacza stały udział tych ważnych czynników geochemicznych w strukturze fluorapatytu węglanowego (kurskitu).

Zagadnienie to omówione zostanie dokładnie przy rozpatrywaniu problemu wytrącania się fosforytów w środowisku morskim.

Wieloletnie badania G. I. Bušinskiego nad fosforytami wyjaśniły w znacznym stopniu warunki koncentracji rozpuszczonych fosforanów w środowisku morskim. W strefie masowego rozwoju planktonu fosfor jest niemal całkowicie pochłaniany przez organizmy, które obumierają i opadając na dno wzbogacają przydenną strefę basenu, lub — jeśli morze nie jest zbyt głębokie — wzbogacają osad w ten ważny i deficytowy pierwiastek biogeniczny. Stąd wysokie stężenia P_2O_5 w morzach o słabej cyrkulacji wód (Morze Czarne). Pewien wzrost zawartości fosforanów stwierdza się również, jak już mówiliśmy, w strefach działania prądów wstępujących, wynoszących w strefę litoralną zasobne w pierwiastki biogeniczne wody głębinowe. W tych też miejscach obserwuje się szczególny rozwój planktonu i nektonu oraz wzrost zawartości P_2O_5 w roztworach gruntowych osadu. Warto przypomnieć, że według popularnej ale atakowanej ostatnio przez wielu autorów teorii chemosedymentacyjnej A. V. Kazakova, wytrącanie się fosforanów w strefach działania prądów wstępujących następować ma bezpośrednio z wody morskiej wskutek gwałtownej zmiany warunków fizyczno-chemicznych środowiska, a szczególnie obniżenia ciśnienia parcjalnego dwutlenku węgla. Ponieważ w naszym konkretnym przypadku mamy do czynienia z konkrecjami rozproszonymi w środowisku ilastym a nie z fosforytami warstwowymi, słusznym wydaje się pominięcie dyskusji nad teorią A. V. Kazakova. Dla nas bowiem najważniejszym jest to, że najwyższe stężenia fosforanów powstają w roztworach gruntowych, nasycających osady drobnoziarniste. Szczególnie podwyższoną zawartość P_2O_5 wykazują przy tym roztwory iłowe pewnych określonych stref basenu sedymentacyjnego, odznaczających się specyficznymi warunkami hydrochemicznymi i batymetrycznymi. Zdaniem G. I. Bušinskiego najdogodniejsze warunki dla akumulacji materii organicznej i związanych z nią fosforanów istnieją w cieśninach i zalewach, zaopatrywanych w wodę z głębin oceanu przez prądy wznoszące oraz w zagłębieniach płytkich zbiorników morskich, stanowiących jak gdyby pułapkę dla martwych organizmów. Jeżeli chodzi o głębokość stref tworzenia się konkrecji fosforytowych to przyjmuje się na ogół, że optymalne warunki dla rozkładu substancji organicznej w osadzie i, co za tym idzie, nagromadzania się w roztworach iłowych uwolnionego przy tym fosforu, panują w zakresie 50-400 m. Należy przy tym podkreślić, że dolna granica, uwarunkowana szybkością rozkładu opadającego fitoplanktonu jest bardziej problematyczna niż górna, zależna od pionowego zasięgu strefy falowania. Jednym ze wskaźników warunków batymetrycznych i geochemicznych tworzenia się fosforytów może być obecność lub brak w konkrecjach i zawierających je osadach glaukonitu.

Brak tego minerału w naszym konkretnym przypadku związany jest ze spokojną sedymentacją pelityczną, redukcyjnym środowiskiem oraz, być może, z nieco większą głębokością tworzenia się fosforytów karpackich w porównaniu z utworami tego typu zawierającymi glaukonit.

W ten sposób określiliśmy w ogólnych zarysach warunki tworzenia się znaczniejszych koncentracji fosforanów w środowisku morskim. Pozostaje do rozpatrzenia ostatnie zagadnienie — ustalenie optymalnych warunków wytrącania się fosforanów z roztworów iłowych w postaci konkrecji. Trzeba w tym miejscu podkreślić bardzo ważny dla dalszych rozważań fakt, stwierdzony na dużym materiale faktycznym przez G. I. Bušinskiego (1954) i nie wykorzystany należycie przez tego badacza w jego rozważaniach genetycznych, a potwierdzający się w pełni w przypadku fosforytów karpackich. Skład chemiczny substancji fosforanowej fosforytów konkrecyjnych wykazuje uderzające podobieństwo wzajemnych stosunków takich doniosłych geochemicznie składników, jak F, CO_2 i P_2O_5:

	Wysoka 1	Wysoka 2
$F : P_2O_5$	0,094	0,087
$CO_2 : P_2O_5$	0,15	0,145
$F : CO_2$	0,63	0,64

Powyższe dane świadczą, jak wiemy, o tym, że substancją fosforanową konkrecji karpackich jest fluorapatyt węglanowy (kurskit Bušinskiego).

Z genetycznego i geochemicznego punktu widzenia interesuje nas jednak inna strona tego faktu — wybitna rola fluoru i dwutlenku węgla w procesie tworzenia się konkrecji fosforytowych.

Na doniosłe znaczenie fluoru w procesach wytrącania się fosforytów zwrócił pierwszy uwagę A. Carnot (1910). Interesujące sugestie tego badacza na temat powstawania materiału wyjściowego fosforytów na drodze łączenia się organogenicznego fosforanu trójwapniowego z fluorkiem wapnia rozwinięte zostały następnie przez J. Tokarskiego (1931, 1932). Autor ten wyraża przypuszczenie, że substancja fosforanowa osadowych fosforytów ulega podczas diagenezy procesowi apatytyzacji, w którego wyniku bezpostaciowy pierwotnie bezfluorowy fosforan węglanowy (kollofanit) przekształcony zostaje stopniowo w krystaliczny fluorapatyt. Zbliżony pogląd reprezentuje również A. V. Kazakov (1950b). Uważa on jednak, iż pierwotny hydroksyl-apatyt przychwytuje fluor zawarty w wodzie morskiej jeszcze w stadium chemo-sedymentacji, a więc

przed diagenetyczną koncentracją rozproszonego w osadzie fosforan w formie konkrecji.

Badania doświadczalne W. H. Mac Intire'a i J. W. Hallimond (1938) wykazały, że reakcja fluorków z fosforanem trójwapniowyr przebiega całkowicie i dosyć szybko nawet na zimno, przy czym im bar dziej jest koloidalny fosforan, tym łatwiejszy przebieg reakcji. Jest rze czą bardzo ważną, że badanie roztworu fluorkowego po zadaniu go za wiesiną $Ca_3(PO_4)_2$ wykazało poza zanikiem jonów F^- znaczny spadek roz puszczalności fosforanu (patrz tabelka), przy czym analiza rentgenogra ficzna zawiesiny dała zdjęcie proszkowe fluorapatytu. Okazało się rów nież, że reakcji wytrącania się apatytu sprzyja dodatek czynnika alkali zującego (szczególnie wodorotlenku wapnia) ponieważ powoduje prze ście fosforanów jedno- i dwuzasadowych w najbardziej reaktywną w da nym przypadku formę trójwapniową.

Rozpuszczalność fosforanów wapnia
w g/100 ml w 20°C

		Źródło lit.
$CaHPO_4$ (brusyt)	0,02	Kalendarz
$Ca_3(PO_4)_2$	0,02-0,03	chemiczny
$Ca_5(PO_4)_3F$ (apatyt)	0,0001-0,0002	A. V. Kazakov *

* Przeliczono z P_2O_5

Wybitna rola fluoru w procesach tworzenia się złóż fosforytowyc podkreślona została szczególnie silnie przez G. R. Mansfielda (1940), któ ry wskazał równocześnie źródło tego pierwiastka, zwracając uwagę n wyraźny związek czasowy tworzenia się złóż fosforytowych z okresam działalności wulkanicznej. Jak wiemy bowiem ze współczesnych obser wacji, głównym źródłem fluoru są kwaśne ekshalacje wulkaniczne. Zna ny jest też fakt licznych zachorowań na fluorozę ludzi i zwierząt, zamie szkujących tereny współczesnej działalności wulkanicznej.

Drugim składnikiem odgrywającym podstawową rolę w procesi tworzenia się konkrecji fosforytowych jest dwutlenek węgla. Wykazał to już badania H. Crednera (1895), który stwierdził, że kwas węglow rozpuszcza fosforan wapnia, a kolejne dodanie do roztworu węglan amonu powoduje powtórne jego wytrącenie.

Wyczerpujące dane o wpływie CO_2 i $CaCO_3$ na rozpuszczalność fos foranu trójwapniowego zawdzięczamy dokładnym pracom doświadczal nym A. Riviere'a (1941 a, b, c). Pierwsza seria badań tego autora, pole gających na pomiarach pH, do której dodano (2) nadmiar fosforanu trój wapniowego a następnie przepuszczano powietrze (3) i dwutlenek węgl (4) dała następujące wyniki:

L. p.		pH	Rezerwa alkaliczna	Zawartość P_2O_5 g/m³
1	Woda morska	8	2,6	—
2	Woda morska + nadmiar $Ca_3(PO_4)_2$	6,5	1,35	14,5
3	Woda morska + nadmiar $Ca_3(PO_4)_2$ po przepuszczeniu powietrza	7,9	0,7	8,4
4	J.w. po przepuszczeniu CO_2	5,5	4,72	105,—

Doświadczenie to wykazało, że fosforan trójwapniowy nie jest formą trwałą w środowisku wody morskiej. Zmiany pH i rezerwy alkalicznej wody morskiej po dodaniu tej substancji i przepuszczeniu powietrza spowodowane są bowiem wiązaniem przez fosforan jonów węglanowych, pochodzących z dysocjacji kwaśnych węglanów rezerwy alkalicznej. Rezultatem tego procesu jest przekształcenie się fosforanu trójwapniowego w wyraźnie trwalszy w środowisku morskim i trudniej rozpuszczalny apatyt węglanowy.

Do analogicznych wniosków doprowadziła druga seria doświadczeń A. Riviere'a (1941b), które polegały na zakwaszaniu przy pomocy dwutlenku węgla roztworów samego fosforanu wapnia oraz roztworów fosforanu z dodatkiem węglanu wapnia. Stwierdzone w toku tych badań znaczne (z 93 do 46 g/m³ przy pH = 7,4 a do 21 g/m³ przy pH = 7,7) obniżenie rozpuszczalności fosforanu wobec $CaCO_3$ potwierdziło tezę o tworzeniu się w tych warunkach trudniej rozpuszczalnego apatytu węglanowego.

Badania A. Riviere'a wykazały ponadto, że wobec nadmiaru węglanu wapnia rezerwa alkaliczna wody morskiej wykazuje tendencję do odzyskania swej normalnej wartości, ponieważ obecny w układzie CO_2 zużytkowany zostaje częściowo na przekształcenie $CaCO_3$ w kwaśny węglan. Pozostała ilość CO_2 reaguje natomiast z fosforanem przekształcając go w apatyt węglanowy, przy czym wobec nadmiaru węglanu wapnia proces ten może przebiegać tak długo, aż nastąpi jakieś nagłe zakłócenie równowagi układu. Natomiast w środowisku pozbawionym $CaCO_3$ wydzielający się CO_2 nie jest zobojętniany, powodując zakwaszenie roztworu i rozpuszczanie się fosforanu.

Z przytoczonych danych wynika, że dwutlenek węgla i pośrednio węglan wapnia, podobnie jak fluor, grają bardzo istotną rolę w procesach migracji i wytrącania się jonów fosforanowych w środowisku morskim i podczas wczesnej diagenezy osadu. Tym też tłumaczyć należy

stwierdzony ale nie wyjaśniony dotąd teoretycznie fakt, iż wszystkie zbadane dotąd fosforyty osadowe zbudowane są z fluorapatytu węglanowego (frankolit, staffelit, kurskit, grodnolit) lub z hydroksylapatytu węglanowego (dalit, podolit).

Trzeba w tym miejscu podkreślić wybitny udział substancji organicznej w procesach tworzenia się fosforytów. Jest ona bowiem podstawowym źródłem CO_2 i H_2S a tym samym regulatorem kwasowości i potencjału oksydacyjnego roztworów iłowych. Należy też zaznaczyć dużą rolę redoksu w omawianym procesie genetycznym. W beztlenowym środowisku siarkowcdorowym możliwe jest nawet przekształcenie fosforu w lotny fosforowodór, co — jak opisuje G. I. Bušinskij (1937) — stwierdzone zostało przez agrochemików radzieckich przy niewłaściwym składowaniu nawozu, który traci przy tym niekiedy do 40% tego cennego składnika. Jest rzeczą godną uwagi, że na możliwość redukcji fosforanów w strefie przydennej Morza Czarnego wskazywali A. D. Archangielski i E. V. Kopčenova (1930).

Tak więc środowisko silnie redukcyjne nie sprzyja koncentracji fosforu i tworzeniu się konkrecji fosforytowych. Aby warunki były odpowiednie dla powstawania tych utworów jest rzeczą konieczną, by rozkład substancji organicznej przebiegał przy udziale bakterii aerobowych z wydzieleniem CO_2.

Dopiero na tle powyższych rozważań teoretycznych można przedstawić problem genezy karpackich konkrecji fosforytowych z margli węglowieckich serii podśląskiej.

Wiemy już, że tworzenie się fosforytów osadowych jest zjawiskiem geochemicznym, mogącym przebiegać jedynie w określonych, dogodnych po temu warunkach paleogeograficznych. Badania geologiczne ostatnich lat pozwoliły na przybliżone zrekonstruowanie ogólnej konfiguracji geosynkliny karpackiej w interesującym nas okresie tzn. na przełomie górnej kredy i paleocenu oraz dostarczyły dalszych danych o zjawiskach wulkanicznych, które — jak się wydaje — były główną przyczyną pojawienia się fosforytów w osadach fliszowych.

Jak wynika z syntetycznych opracowań M. Książkiewicza (1956a, b) basen karpacki u schyłku górnej kredy odznaczał się największym w dziejach tej geosynkliny zróżnicowaniem facjalnym. Dowodem tego jest wyróżnienie w tym okresie aż pięciu stref facjalnych, wśród których interesująca nas strefa pstrych margli węglowieckich zajmuje położenie osiowe. Od północy i południa otaczają ją osady o wykształceniu typowo fliszowym — strefy inoceramowej północnej i facji istebniańskiej serii śląskiej. Na przełomie górnej kredy i paleocenu w związku z ruchami tektonicznymi fazy laramijskiej nastąpiło przypuszczalnie silniejsze wypiętrzenie kordylier. Świadczą o tym wielkie ilości egzotyków

w górnych łupkach istebniańskich oraz pojawienie się na północnym obrzeżeniu geosynkliny potężnych spływów mułowych typu iłów babickich z towarzyszącymi im zlepieńcami egzotykowymi. Prądy i spływy znosiły materiał gruboklastyczny ku środkowi rynny, w której jednak nadal miała miejsce sedymentacja ilasto-marglista. Wszystkie te zjawiska nie mogły pozostać bez wpływu na ukształtowanie się dna strefy osiowej, której osady cechują się na ogół obfitością mikrofauny planktonicznej, świadczącej o tym, iż morze fliszowe było na tych obszarach dosyć głębokie i odległe od brzegu. Jest rzeczą godną uwagi, że — jak wykazały badania mikropaleontologiczne próbek popielato-szarych margli fosforytonośnych z Wysokiej i Bezmiechowej wykonane przez mgr J. Liszkową i mgr. S. Gerocha, którym na tym miejscu składam gorące podziękowanie — zawarta w nich mikrofauna ma charakter wyłącznie bentoniczny przy przewadze form wapiennych nad aglutynującymi. Aczkolwiek dane te nie mogą być podstawą do konkretnych rekonstrukcji paleogeograficznych, to jednak przemawiają one za tym, iż strefa tworzenia się fosforytów w marglach węglowieckich nie miała charakteru morza otwartego i nie była zbyt głęboka. Świadczą o tym również wyniki analizy geochemiczno-facjalnej, które wykazały, iż popielato-szare margle z okolic Sanoka zaliczyć należy do średnioredukcyjnej geochemicznej facji syderytowej, której nie spotyka się w osadach głębszego morza, gdzie nie docierają większe ilości materii organicznej. Przytoczone dane, a przede wszystkim fakt pojawienia się fosforytów w szarych marglach pn.-wschodniej części osiowej strefy geosynkliny świadczy o tym, że w mastrychcie-danie miały tu miejsce bliżej nieznane dotąd przemiany paleogeograficzne, które wytworzyły warunki sprzyjające koncentracji fosforu w tym rejonie. Dokładniejsze sprecyzowanie istoty tych przemian wykracza jednak poza ramy niniejszej pracy, lecz można przypuszczać, że prowadzone obecnie w tym rejonie badania geologów Stacji Karpackiej I.G. pozwolą na ściślejsze udokumentowanie wniosków, wynikłych z omówionych danych geochemiczno-mineralogicznych.

Obok sprzyjających warunków paleogeograficznych bardzo istotną rolę w pojawieniu się wśród górno-kredowych osadów fliszu karpackiego konkrecji fosforytowych odegrała niewątpliwie działalność wulkaniczna, związana również z fazą laramijską (Książkiewicz & Wieser 1954, Książkiewicz 1956 a, b). Wszystkie stwierdzone i zbadane dotąd produkty tej działalności: tufy dacytowe i porfiryty z okolic Lanckorony (Gaweł & Książkiewicz 1936), analogiczne tufy i spility z Bachowic (Wieser 1952), jak również andezyty i tufy andezytowe z Żegociny (Skoczylas-Ciszewska 1956) związane są z osadami osiowej strefy geosynkliny. Dzięki zaś znalezieniu w skałach tufogenicznych z Bachowic bloków z wapieniem, zawierającym mikrofaunę, udało się ustalić, że omawiane zjawiska miały

miejsce w kampanie lub wkrótce potem (Wieser 1952). Badania T. Wiesera (1952) wykazały również, że górno-kredowa działalność wulkaniczna rozpoczęła się spokojnymi wylewami law spilitowych a zakończyła intruzjami porfirytów i gwałtownymi wybuchami law dacytowych. O dalekim zasięgu tych zjawisk świadczy występowanie tufów w marglach senońskich Karpat Rumuńskich (Filipescu 1940) i w pienińskim pasie skałkowym (Birkenmajer & Wieser 1956). Okres trwania górno-kredowej działalności wulkanicznej był przypuszczalnie dosyć długi. Świadczy o tym między innymi występowanie skał i tufów andezytowych strefy żegocińskiej w kilku poziomach stratygraficznych (Skoczylas-Ciszewska 1956).

Końcowym fazom podmorskiego wulkanizmu górno-kredowego towarzyszyły najprawdopodobniej zasobne w fluorowodór kwaśne ekshalacje wulkaniczne, które wzbogaciły w ten pierwiastek pewne rejony osiowej strefy geosynkliny, podwyższając znacznie jego stężenie w wapiennych mułach jej osadów dennych.

Całkowita zgodność czasowa pojawienia się fosforytów ze wspomnianym wulkanizmem, wysoka zawartość fluoru w tych utworach oraz ich występowanie w części brzeżnej strefy osiowej geosynkliny, która była terenem tej działalności, są wymownym dowodem wzajemnego związku tych zjawisk. Opisane ostatnio (Kamieński & Skoczylas-Ciszewska 1955) występowanie skał wzbogaconych w fosfór w łupkach istebniańskich Karpat Środkowych świadczy o tym, że wpływ ekshalacji wulkanicznych zaznaczył się również w sąsiedniej strefie śląskiej. Chociaż bowiem w analizach chemicznych, zamieszczonych w pracy tych autorów brak jest oznaczeń fluoru, istnieją wszelkie dane do przypuszczenia, iż przyczyną wzbogacenia w fosfór opisanych utworów była nie sorpcja tego pierwiastka w stadium halmyrolizy materiału tufogenicznego, lecz wytrącanie się bardzo trudno rozpuszczalnego fluorapatytu węglanowego, wywołane wzrostem zawartości fluoru w środowisku ich sedymentacji i diagenezy. Świadczy o tym stwierdzona przeze mnie obecność 0,28% F w zawierającej 3,63% P_2O_5 konkrecji węglanowej z łupków istebniańskich okolic Lexandrowej (ark. Bochnia), przy czym stosunek w niej $F : P_2O_5$ wynosi 0,08, co odpowiada dokładnie fluorapatytowi węglanowemu. Wybitne wzbogacenie we fluor wykazała również analiza konkrecji z górnych łupków istebniańskich, zbadanej w Katedrze Mineralogii i Petrografii U.J. przez Z. Głowackiego (wiadomość ustna).

Oprócz dogodnych warunków paleogeograficznych i wzbogacenia środowiska sedymentacji we fluor, pochodzący z kwaśnych ekshalacji wulkanicznych, bardzo istotną rolę szczególnie w procesie diagenetycznego tworzenia się konkrecji odegrały warunki fizyczno-chemiczne, panujące w osadzie. Obecność węglanu wapnia i aerobowy rozkład ma-

terii organicznej z wydzieleniem CO_2 regulowały, zgodnie z wynikami doświadczeń A. Riviere'a (1941), odpowiedni poziom kwasowości i potencjału oksydacyjnego, kierując tym samym przebiegiem procesów diagenetycznej migracji i koncentracji rozproszonych w osadzie substancji. W zależności od wytworzonego przy tym potencjału redoksowego, warunków paleogeograficznych i obecności w roztworach iłowych tych czy innych składników, obok jonów fosforanowych i fluorkowych, powstawały przy tym w różnych rejonach sedymentacji fosforytonośnych margli węglowieckich bądź konkrecje czysto fosforytowe (Wysoka Strzyżowska), bądź też utwory fosforanowo-węglanowe (pas Trepcza-Monasterzec-Olszanica).

Ustalenie przyczyn lokalnej zmienności konkrecji fosforanowo-węglanowych oraz dokładnych warunków tworzenia się fosforytów karpackich w marglach węglowieckich na tle paleogeografii wymaga dalszych badań geologicznych i wykracza poza ramy niniejszej pracy, której wnioski i sugestie oparte są li tylko na wynikach badań mineralogicznych i geochemicznych.

Na zakończenie pragnąłbym wyrazić podziękowanie prof. dr. M. Książkiewiczowi za cenne uwagi oraz prof. dr. A. Gawłowi za zezwolenie na wykonywanie pracy w Katedrze Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Jagielońskiego.

Pracownia Mineralogiczno-Petrograficzna
Muzeum Ziemi
Warszawa, w maju 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

ARCHANGIELSKIJ A. D. & KOPČENOVA E. V. 1930. Zamietka ob organičeskom vieščestvje, fosforitie i vanadii v otłoženijach Černogo Moria. — Izv. Akad. Nauk SSSR, nr 3.

BIEŁOV N. V. 1957. Očerki po strukturnoj minierałogii. VIII. 36. O karbonat-apatitach. — Min. Sbornik, nr 11. Lwów.

BIEŁOV N. V. & BORNEMAN-STARYNKIEVIČ I. D. 1940. Ob izomorfnych zamieščenijach v karbonat-apatitie. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. 26 (8).

— 1953. O karbonat-apatitach. — Ibidem, t. 90 (1). Moskva.

BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

BUŠINSKIJ G. I. 1937. Pietrografija i niekotoryje voprosy gieniezisa jegorjevskich fosforitov Moskovskoj obłasti. — Bjul. Mosk. Obšč. Isp. Prir. Otd. Geoł. t. XV (5). Moskva.

— 1938. Pietrografija i niekotoryje voprosy gieniezisa aktiubinskich fosforitov. — Ibidem, t. XVI (4).

— 1952. Apatit, fosforit, vivianit. Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
— 1954. Litołogija miełovych otłożenij Dnieprovsko-Donieckoj vpadiny. — Trud. Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR, vyp. 156. Moskva.
CAYEUX L. 1932. Interprétation des dépôts de phosphate de chaux dragué su l'Agulhas Bank au sud de Cap de Bonne-Esperance. — C.-R. Acad. Sci t. 194. Paris.
CREDNER H. 1895. Die Phosphorit-knollen der Leipziger Mitteloligozäns. — Sitzungsber. Akad., H. 1. Leipzig.
DEANS T. 1938. Francolite from sedimentary ironstones of the Coal Measures. — Min. Mag., vol. XXV, no. 162. London.
DIETZ R. S., EMERY K. O. & SHEPARD F. P. 1942. Phosphorite deposits on the sea floor of southern California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 53. Washington.
FURMAN E. P. 1954. O minierałogii fosforitowych miestorożdienij Pridniestrovija. — Vopr. Min. Osad. Obraz., kn. 1. Lviv.
GEIGER TH. 1950a. Beiträge zur Problem der Karbonatapatite. — Schweiz. Min Petr. Mitt., Bd. XXX, H. 1.
— 1950b. Kennzeichung einer Reihe technisch verwendeter Rohphosphate und deren Varhalten bei termischer Behandlung. — Ibidem.
GŁOWACKI Z. 1956. Badania mineralogiczno-chemiczne fosforytu z łupków isteb- niańskich okolic Ciężkowic. Praca magisterska (w maszynopisie).
JASIONOWICZ J., KOSZARSKI L. & SZYMAKOWSKA F. 1959. Geologiczne warunki występowania konkrecji fosforytowych w pstrych marglach węglowieckich (górna kreda Karpat Środkowych) — (Geological conditions of occurrence of phosphoritic concretions in the Węglówka variegated marls (Upper Cretaceous of the Middle Carpathians). — Kwartalnik Geol., t. 3, z. 4. Warszawa
JĘCZALIK A. 1957. Metody analizy chemicznej fosforytów. — Bibl. Zawod. Geol Metody Pracy, 39. Wyd. Geol. Warszawa.
KAMIEŃSKI M. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1956. O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach fliszowych (Notes on a rock enriched in P_2O_5 occurring in the Flysch Carpathians). — Arch. Miner., t. XIX, z. 2. Warszawa.
KAZAKOV A. V. 1950a. Ftorapatitovaja sistiema v usłovijach obrazovanija osadočnych porod. — Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR, vyp. 114. Moskva.
— 1950b. Gieotiektonika i formirovanije fosforitnych miestorożdienij. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. 1950 (5). Moskva.
Kontrola analityczna w przemyśle chemicznym t. III. Analiza produktów nieorganicznych. 1955. Warszawa.
KSIĄŻKIEWICZ M. 1956a. Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45, H. 2. Berlin.
— 1956b. Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii (Problem on the Carpathian stratigraphy against the paleogeographic background). — Przegląd Geol. nr 10. Warszawa.
KSIĄŻKIEWICZ M. & WIESER T. 1954. Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline. Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. II, no. 4. Warszawa.
LISZKOWA JANINA 1956. Mikrofauna serii podśląskiej (Microfauna of the sub--Silesian series). — Przegląd Geol. nr 10. Warszawa.
MAC CONNELL D. 1938. A structural investigation of the isomorphism of the apatite group. — Am. Min., vol. 23, no. 1. Washington.
MAC CONNELL D. & GRUNER J. W. 1937. The problem of carbonate-apatites, the structure of francolite. — Ztschr. Krist., Bd. 97. Leipzig.

— 1940. The problem of carbonate-apatites III. Carbonate-apatites from Magnet Cove, Arkansas. Am. Min., vol. 25. Washington.

MAC INTIRE W. H. & HALLIMMOND J. W. 1938. Removal of fluorides from natural waters by calcium phosphates. — Ind. Eng. Chemistry Ind. Ed., vol. 30. Washington.

MACHATSCHKI F. 1939. Kristallchemie nichtmetallischer anorganischer Stoffe. — Die Naturwissenschaften 27. Wien.

MANSFIELD G. R. 1940. The role of fluorine in phosphate deposition. — Amer. J. Sci., vol. 238. Washington.

MASLIENNIKOV B. M. & KAVICKAJA F. A. 1956. O fosfatnom vieščestvie fosforitov. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. 109, nr 5. Moskva.

MOROZEWICZ J. 1924. La grodnolite, phosphate colloidal de calcium. — Bull. Soc. Min. France, vol. 67.

NARĘBSKI W. 1955. Szybkie metody analizy syderytów ilastych. — Bibl. Zawod. Geol. Metody Pracy, 19. Warszawa.

— 1958. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. „syderytów" fliszu karpackiego (Mineralogy and geochemical conditions of formation of so called siderites of the Carpathian Flysch). — Arch. Miner., t. XXI, z. 1. Warszawa.

— 1958. Konkrecje fosforytowe z Wysokiej Strzyżowskiej (Phosphorite concretions in Wysoka Strzyżowska — Flysch Carpathians). — Prace Muzeum Ziemi, z. 1.

OZIEROV R. P., GRINŠPAN Ł. B. & BUŠINSKIJ G. I. 1956. Niekotoryje rentgienostrukturnyje dannyje minierałov gruppy apatita. — Zap. Vses. Min. Obšč., t. LXXXV, nr 3. Moskva.

PŘIBIL R. 1955. Komplexometrie. Chemapol. Praha.

RIVIERE A. 1941a. Recherches expérimentales sur la sédimentation phosphatée en milieu marin. — C.-R. Seances Soc. Géol. France, vol. 212. Paris.

— 1941b. Sur la solubilité du phosphate tricalcice dans l'eau de mer. — C. R. Somm. Soc. Géol. France, no. 10-12. Paris.

— 1941c. Sur la sédimentation phosphatée en milieu marin. — Ibidem, no. 12.

SILVERMANN S., FUYAT R. K. & WEISER J. D. 1952. Quantitative determination of calcite associated with carbonate-bearing apatites. — Am. Min., vol. 37. Washington.

SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1956. O występowaniu tzw. andezytów w strefie żegocińskiej Karpat fliszowych (Andesites in the Żegocina zone of the Flysch Carpathians). — Zesz. Nauk. AGH, nr 9. Geologia z. 1. Kraków.

SMIRNOV A. I. 1958. K voprosu o gieniezisie fosforitov. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, t. 119, nr 4. Moskva.

STRACHOV N. M. & ZAŁMANZON E. S. 1955. Raspriedielienije autogienno-minierałogičeskich form żelieza v osadočnych porodach i jego značenije dlia litołogii (k tieorii diagenieza). — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol. 1955 (1). Moskva.

TOKARSKI J. 1931. Zagadnienie fosforytów niezwiskich (Le problème des phosphorites de Niezwiska). — Kosmos, t. 56, ser. A. Lwów.

— 1932. Neue mikroskopisch-chemische Analysen der Phosphorite aus dem Umgebung von Grodno (Polen). — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. Math. — Nat., Sér. A, no. 8-9. Kraków.

WIESER T. 1954. Skały magmowe Bachowic (The igneous rocks of Bachowice — Western Carpathians). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII, z. 3. Kraków.

VILLIERS DE J. E. 1942. The carbonate-apatites, francolite from the Richtersveld, South Africa. — Amer. J. Sci., vol. 240. Washington.

В. НАРЕМБСКИ

ФОСФОРИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ ИЗ ПЕСТРЫХ „ВЕНГЛЁВЕЦКИХ" МЕРГЕЛЕЙ (ФЛИШЕВЫЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

На основании минералого-геохимических исследований автор обнаружил, что выступающие в пестрых „венглёвецких" мергелях маастрихт-данского возраста загадочные образования являются фосфоритовыми (Высока ок. Стжижова) или фосфатно-карбонатными конкрециями (пояс Трепча ок. Санока—Ольшаница ок. Леска). Фосфатное вещество этих образований имеет карбонат-фтор-апатитовый (франколито-курскитовый) состав. Среди сопутствующих курскиту карбонатов выступают: кальцит (Высока, Безмехова), родохрозит (Трепча) и сидероплезит с кальцитом (Ольшаница). Фосфориты очень мелкозернисты и принадлежат к илистому, безглауконитовому типу.

Автор рассматривает проблему карбонат-апатитов; критично обсуждает выводы Т. Гейгера и поддерживает мнение Н. В. Белова, И. Д. Ворнеман-Старынкевич, Ф. И. Бушинского, Л. Б. Гриншпана, Ф. А. Кавицкой, Б. М. Масленникова, Р. П. Озерова и др. Он высказывает предположение о постепенном переходе франколит—курскит, так как рассматриваемые минералы имеют промежуточные физико-химические свойства сравниваемые с данными Г. И. Бушинского.

В части работы, касающейся происхождения фосфоритовых конкреций, подробно рассмотрен вопрос раннедиагенетического фосфоритообразования в средне-восстановительных мергелисто-илистых осадках. Автор на основании теоретических предпосылок и экспериментальных данных А. Ривъера, В. Х. Мак Интайра и И. В. Галлимонда, касающихся растворимости различных фосфатов кальция, делает вывод, что в процессах выпадения карбонат-фтор-апатитового вещества фосфоритовых конкреции решительную роль играют фтор и углекислота.

Повышенная концентрация фтора в зоне формирования этих образований связана, по автору, согласно теории Г. Р. Мансфильда (1940), с кислыми эксгаляциями точно установленного в последнее время польскими геологами (Ксенжкевич, Визер и др.), верхнемелового вулканизма. Этот вывод основан не только на геохимических но и на геологических данных.

Возраст мергелей, вмещающих фосфориты маастрихт-данский и их связь с осевой зоной геосинклинали точно совпадает по времени и по месту с этими вулканическими явлениями.

Очень существенна роль второго геохимического фактора раннедиагенетического фосфоритообразования — углекислоты, являющейся регулятором кислотности и оксидационного потенциала среды. Этот газ, выделяющийся при аэробном распаде органического вещества, будучи в равновесии с карбонатом кальция определяет основные физико-химические условия и ход процессов диагенетической миграции и местной концентрации фосфатов, карбонатов и других веществ.

По мнению автора описываемое фосфоритообразование, единственное в истории развития карпатской геосинклинали, связано не только с геохимическими но и с палеогеографическими изменениями, обусловленными также верхнемеловым вулканизмом ларамийской горообразовательной фазы.

W. NARĘBSKI

PHOSPHORITE CONCRETIONS OF THE WĘGLÓWKA VARIEGATED MARLS (CARPATHIAN FLYSCH)

(Summary)

ABSTRACT: On the basis of mineralogical investigations the presence of phosphorite and phosphate-carbonate concretions in the Węglówka marls of Maestrichtian-Danian age was established and their mineralogical composition determined. The phosphate substance of these concretions is of francolite-kurskite composition. Among carbonate admixtures calcite, rhodochrosite and sideroplesite were found. The problem of carbonate-apatites and the genesis of concretionary pelitic clay phosphorites are discussed. In the writer's opinion they are products of early diagenetic processes; carbon dioxide and fluorine, controlling the solubility of calcium phosphates and the physico-chemical conditions of the environment, are the most important factors in their origin. The increased concentration of fluorine is to be attributed to the acid exhalations of the Upper Cretaceous volcanism strictly contemporaneous with the formation of phosphorites. Some suggestions are also advanced regarding the probable paleogeographic changes in the axial zone of the geosyncline at that time.

INTRODUCTION

In spite of intensified investigations of concretions from the Carpathian Flysch sediments no true phosphorites have been discovered within the last few years.

M. Kamieński & K. Skoczylas-Ciszewska (1955) described some thin, probably tuffogenic intercalations, occurring in the Upper Istebna Beds

of the Liwocz-Brzanka region (central Carpathians), which, though composed mainly of clay minerals, have a 5.04-8.91 percent of P_2O_5 content. During the writer's investigations of the „siderites" and related carbonate concretions from the Carpathian Flysch (1957) he established that some specimens of this kind from the Upper Cretaceous Węglówka marls in the Sanok region (Trepcza) are distinctly enriched in phosphorus (18.81% P_2O_5) and contain fluorine. In another calcite-siderite intercalation from the Upper Istebna Beds near Lexandrowa (Bochnia sheet) 3.63% P_2O_5 and 0.28% F were determined.

Macroscopically these formations do not differ from manganese carbonate concretions in variegated Cretaceous and Eocene beds (figs. 1, 2). Therefore, at the Scientific Session of the Carpathian Geological Institute, the present writer suggested that greater attention should be paid to the possibility of a more widespread occurrence of phosphorite concretions in the Upper Cretaceous Flysch sediments and especially in the Węglówką variegated marls. In effect some enigmatic concretions from the Węglówka gray marls near Wysoka Strzyżowska, found by F. Szymakowska, were kindly handed to the writer for mineralogical investigations. As follows from the obtained chemical data they were typical clay phosphorites, containing 27-28% P_2O_5 and ca. 2.5% F.

Further field investigations of J. Jasionowicz and L. Koszarski (1959) revealed many new occurrence sites of phosphate concretions in the same grey variety of Węglówka marls. As was shown by micropaleontological investigations of Z. Liszkowa and S. Geroch the phosphorite-bearing marls are everywhere of Maestrichtian age. The marls of Wysoka Strzyżowska only, containing almost pure phosphorite concretions, belong to the Danian.

Nearly all the occurrence sites of these formations are situated near the front of the Bonarówka overthrust, both in Silesian and Subsilesian series. The phosphorite-carbonate concretions abound particularly within an area north of Lesko (Monasterzec, Bezmiechowa Górna, Olszanica), where they occur in the variegated marls of the eastern part of the Grabownica-Załuż-Olszanica anticline.

CHEMICAL AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF CONCRETIONS

The available specimens were investigated by chemical, thermal (figs. 3-5) and partly spectral methods.

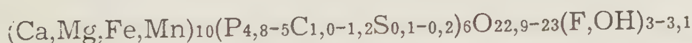
Phosphorites from Wysoka and phosphorite-calcite concretions from Bezmiechowa Górna were analysed according to the scheme generally

accepted for these minerals (Jęczalik 1957). The analytical treatment of the iron- and manganese-carbonate-rich specimens (Trepcza, Olszanica), however, was different. First of all calcium, in the form of sulphate, was eliminated in alcoholic solution. Iron and aluminium content was determined in the filtrate as phosphates. The total iron determination was performed by complexometric titration with sulphosalicylic acid as indicator. Fluorine was eliminated by distillation of H_2SiF_6 and determined by thorium nitrate titration method. The calcitic carbon dioxide content was estimated by means of S. R. Silvermann's method (1952).

Results of the chemical and mineralogical investigations are presented in charts accompanying the Polish text. As follows from these data the mineralogical composition of the concretions varies strongly. Besides the almost pure phosphorite concretions of Wysoka Strzyżowska we have a variety of phosphate-carbonate formations. It is interesting that the type of carbonate admixture changes from place to place. It may be calcite (Bezmiechowa Górna, Wysoka), rhodochrosite (Trepcza) or mangan-enriched sideroplesite with calcite (Olszanica).

The most important but also the more difficult was the determination of the mineralogical form of the phosphate substance of the Carpathian phosphorites. Precise determination of the crystallochemical formula of the apatite substance was performed in the case of the most pure phosphorites from Wysoka Strzyżowska, in which the determination of the small amount of the only admixture, i. e. calcite, was sufficiently accurate.

Taking into account all the possibilities of the isomorphic substitutions in the apatite group, we obtain the following general crystallochemical formula of the phosphate substance of the Carpathian phosphorites:



$$(Ca,Mg,Fe,Mn)_{10}(P_{4,8-5}C_{1,0-1,2}S_{0,1-0,2})_6O_{22,9-23}(F,OH)_{3-3,1}$$

It corresponds to the kurskite formula, the name, given by G. I. Bušinskij (1952, 1954) for francolite with the maximal substitution of phosphorus by carbon.

The above data are additional evidence of the real existence of carbonate-apatites and confirm the thesis of N. V. Biełov & I. D. Borneman-Starynkievič (1953) on the substitution of $(PO_4)^{-3}$ by $(CO_3(F,OH))^{-3}$. This substitution is possible in view of the assymetric position of P-ions in coordination tetrahedron. The substituting C-ion occupies a position so close to one of the walls of the tetrahedron, that its opposite corner may be easily occupied by F or OH instead of the O-ion.

The problem of carbonate-apatites seems to be finally solved by the recent rentgenographical works of D. Mac Connell (1938), B. M. Mas-

liennikov & F. A. Kavickaja (1956) and R. P. Ozierov, Ł. B. Grinšpan & G. I. Bušinskij (1956). They have shown that in carbonate fluor-apatites the a — parameter of the elementary cell is smaller than in fluor-apatites (9.28 and 9.38 kX respectively). The corresponding variability of such physical properties as density, refractive indices and birefringence is another argument for this interpretation. It should be noted that these facts were also recognised by Th. Geiger (1950), who, nevertheless, considered carbonate-apatites as a submicroscopic mixture of fluor-apatite and calcite. The variability of properties have by that author been interpreted as resulting from the extreme fineness of intergrowth of these minerals, which in his opinion form abnormal mixed crystals.

Geochemically interesting is the relatively high content in phosphorites of such trace elements as lead (concretions from Wysoka), zinc copper and molibdenum (concretion from Trepcza). This fact may also have some genetical significance.

GENESIS

The problem of the origin of phosphorites is still an open question. Since we are dealing with a special type of these formations, namely the glauconite-free concretions formed in marly pelitic sediments, it was necessary at least approximately to establish the essential physico-chemical data regarding conditions governing them.

On the basis of the determination of various forms of iron, soluble in weak acid, we may deduce that, taking into account the oxidation-reduction potential, our gray marls formally belong to the slightly reducing siderite geochemical facies (Strachov & Załmanzon 1955). It should be mentioned that the strongly reducing environment is not favourable for the formation of phosphorites, since in anaerobic conditions the phosphorus compounds may be reduced to volatile PH_3. This fact has been established by the Soviet agrochemists (Bušinskij 1937) and was supposed to occur in the Black Sea bottom waters (Archangielskij & Kopčenova 1930).

On the contrary, the aerobic evolution of carbon dioxide from the decomposing organic matter is a convenient phenomenon. It should be noted that the great influence of CO_2 and carbonates on the solubility of calcium phosphates, though investigated by many authors, is still inadequately understood and appreciated.

As follows from A. Riviere's (1941) experiments, tricalcium phosphate, when suspended in sea water, reacts with carbonate ions of the dissociated bicarbonates of the alkali reserve and changes into much

less soluble carbonate hydroxyl-apatite. This fact, indicating both the role of carbonate ions and the instability of tricalcium phosphate in sea water is of extreme importance in genetical considerations. Nevertheless it is generally ignored by authors dealing with this problem. The presence of calcite in the system $Ca_3(PO_4)_2$ — sea water is also very important since in that case the proper level of pH, Eh and alkali reserve is maintained by the neutralization of CO_2, by $CaCO_3$ which gradually changes into bicarbonate favouring the formation of carbonate--apatite.

Fluorine is another fundamental geochemical factor in the genetical processes just described. Its important role in phosphorite formation was noted by A. Carnot (1910), J. Tokarski (1931, 1932) and especially by G. R. Mansfield (1940). According to J. Tokarski the primary amorphous fluorine-free collophanite changes gradually during the diagenetic process of „apatitization" into fluor-apatite.

The experimental investigations of W. H. Mac Intire & J. W. Hallimond (1938) have shown that the suspension of tricalcium phosphate in water reacts with fluorides comparatively quickly, even at room temperature, and that this process is accompanied by the formation of the much less soluble fluor-apatite.

The important role of fluorine in phosphate deposition was strongly stressed by G. R. Mansfield (1940). On the basis of geochronological investigations he also pointed out to volcanic activity as the source of this element.

The above considerations suggest a new general concept for the origin of Carpathian phosphorites. As we know from paleogeographic reconstructions (Książkiewicz 1956), towards the close of the Upper Cretaceous the Carpathian geosynclinal basin was strongly differentiated. Among the five distinguished facial zones, the area of Węglówka marls occupied an axial position. As follows from investigations of the last years (Książkiewicz & Wieser 1954) very widespread submarine volcanism of the laramide phase took place in this zone of geosyncline during the Upper Cretaceous. It was initiated by quiet spilitic flows and terminated by porphyritic intrusions and violent dacitic lava eruptions (Wieser 1952). In the writer's opinion the last phase of this volcanic activity was accompanied by fluorine-carrying submarine acid exhalations, which raised the concentration of this element in the bottom water and sediments of the axial area of the geosyncline and its neighbouring zones.

It is also supposed that this phenomenon, connected with the laramide phase, caused some paleogeographic changes in the discussed zone of the basin which favoured increased concentration of phosphates in the ground waters of its marly clay sediments. As we know from inve-

stigations of many geologists, maximum content of phosphorus is noted in rather shallow zones of the basins, where dead plankton drops to the bottom without decomposing and which are frequently supplied by the uplift currents, carrying phosphate-rich waters from great sea depths. The benthonic character and general prevailance of calcitic forms of microfauna and the slightly reducing phosphorite formation conditions of diagenesis of phosphorite-bearing marls seem to show that the area of phosphorite formation was not very deep, and did not bear the character of an open sea.

These supposed convenient paleogeographical changes as well as the appearance of fluorine from volcanic exhalations and appropriate geochemical conditions of early diagenetic processes in marly muds caused the formation of phosphorite concretions in the Maestrichtian--Danian sediments of the axial zone of the geosyncline. It was the only period of phosphorite formation in the whole history of the Carpathian Flysch geosyncline. Depending on the local physico-chemical and paleogeographical conditions and on the composition of ground waters, the early diagenetic processes resulted in almost pure phosphorites (Wysoka Strzyżowska — Danian) or phosphate-carbonate concretions (Trepcza, Bezmiechowa Górna, Olszanica etc. — Maestrichtian).

Laboratory of Mineralogy and Petrography
Museum of the Earth
Warszawa, May 1959

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 2

HENRYK JURKIEWICZ

Otwornice z warstw inoceramowych regionu skibowego okolicy Wary i Temeszowa

STRESZCZENIE: W artykule podana jest charakterystyka mikrofaunistyczna zespołów skalnych warstw inoceramowych płaszczowiny skolskiej w rejonie Wary i Temeszowa. Na podstawie zróżnicowania mikrofauny poczyniono próby ustalenia charakterystycznych zespołów otwornic występujących w poszczególnych poziomach skalnych warstw inoceramowych, oraz ustalenia stratygrafii tych warstw.

WSTĘP

Warstwy inoceramowe płaszczowiny skolskiej były przedmiotem niejednej dyskusji zarówno geologów kartujących na tym obszarze, jak i paleontologów, którzy na podstawie badań skamieniałości starali się dojść do ścisłego określenia wieku warstw inoceramowych wymienionej płaszczowiny.

Warstwy inoceramowe z wyjątkiem margli bakulitowych (zwanych też warstwami z Węgierki — Szajnocha 1899) dostarczyły skąpej fauny. Głównymi pracami, w których autorzy wyrażają poglądy na wiek warstw inoceramowych płaszczowiny skolskiej w oparciu o faunę, są publikacje T. Wiśniowskiego (1898, 1905, 1907, 1920), J. Niedźwiedzkiego (1876, 1910), J. Nowaka (1909) i W. Rogali (1909, 1921a) oraz publikacja W. Friedberga (1902), której tematem jest fauna otwornicowa z warstw inoceramowych okolicy Rzeszowa i Dębicy. S. Wdowiarz (1939) podaje ze zlepieńca z warstw inoceramowych cenomańską formę *Exogyra columba* z okolicy Rzeszowa.

Na podstawie danych faunistycznych zawartych w wymienionych pracach H. Świdziński (1947) wyraża pogląd, że

„...warstwy inoceramowe obejmują prawdopodobnie całą górną kredę w granicach cenoman — senon, o ile nie ma w nich luk stratygraficznych".

W roku 1957 ukazała się publikacja A. Jednorowskiej na temat fauny otwornicowej z warstw inoceramowych obszaru Słonnego i Wary. Jest to pierwsza próba rozpoziomowania dość monotonnego kompleksu wymienionych warstw na podstawie zespołów otwornic.

W latach 1953—1957 prowadzone były w rejonie Wary i Temeszowa wiercenia geologiczno-poszukiwawcze, z których uzyskano obfity materiał dotyczący budowy geologicznej wymienionego obszaru i stratygrafii opartej głównie na zebranej mikrofaunie z profilów wierceń uzupełnionych próbkami powierzchniowymi.



Fig. 1

Szkic sytuacyjny wierceń w rejonie Wary i Temeszowa
W-1 do W-5 wiercenia w rejonie Wary, *T-3* wiercenie w rejonie Temeszowa

Sketch map of borings in the vicinity of Wara and Temeszów
W-1 — *W-5* borings within the Wara area, *T-3* boring within the Temeszów area

Opracowany materiał mikrofaunistyczny pochodzi z wierceń Wara 2, 3, 4, 5 oraz z wiercenia Temeszów 3 i odsłonięć (fig. 1), głównie z warstw inoceramowych, oraz częściowo z dolnej części pstrego paleogenu. Zebraną faunę z około 370 próbek wymieniono na tabeli 1. Na tablicy I przedstawiono pionowe rozmieszczenie fauny otwornicowej w warstwach inoceramowych oraz faktyczny profil litologiczno-facjalny tych warstw w okolicy Wary i Temeszowa. Figura 3 ilustruje litologię warstw inoceramowych w poszczególnych wierceniach oraz korelację zespołów otwornic, przy czym miąższość serii jest pozorna, gdyż nie brano pod uwagę kąta nachylenia warstw.

CHARAKTERYSTYKA ZESPOŁÓW MIKROFAUNY W REJONIE WARY I TEMESZOWA

Seria warstw inoceramowych, jak to obrazują profile litologiczne na tablicy I i figurze 3, jest zasadniczo złożona z naprzemianległych łupków i piaskowców, przy czym w niższej części obserwuje się większe zapiaszczenie, które ku górze zastępowane jest z reguły łupkami.

Mikrofauna jest tu słabo zróżnicowana. Na podstawie szczegółowej analizy mikrofauny da się w zasadzie wydzielić trzy zespoły otwornic, przy czym należy zaznaczyć, że zespoły z górnych partii warstw inoceramowych są znacznie bogatsze od zespołów z dolnej części tych warstw.

I Zespół otwornic rurkowatych (Dendrophrya, Rhabdammina, Bathysiphon) z nielicznymi okazami Spiroplectammina, Dorothia i Globotruncana

Ten zespół występuje w dolnej części warstw inoceramowych (tabl. I i fig. 3) i charakteryzuje się oprócz dominujących wymienionych wyżej form nielicznymi przedstawicielami z rodzaju *Trochamminoides*, *Saccammina*, *Cystammina*, *Ammodiscus*, *Trochammina*. Sporadycznie spotyka się również formy o wapiennych skorupkach jak: *Eponides*, *Rotalia* i *Globorotalia*.

II Zespół z Dendrophrya, Rzehakina epigona var. lata i Hormosina ovulum (duże formy)

Wymieniony zespół jest charakterystyczny dla wyższej części warstw inoceramowych (tabl. I i fig. 3) Fauna otwornicowa w tym zespole jest znacznie liczniejsza aniżeli w zespole I. Oprócz wymienionych w tytule zespołu form, dość licznie są tu reprezentowane rodzaje *Trochamminoides*, *Saccammina*, *Cystammina*, *Trochammina*, *Haplophragmoides*, *Glomospira* i *Recurvoides*.

Występują tu również formy górno-kredowego wieku jak: *Dorothia trochoides*, *Marsonella elisorae*, *M. oxycona*, *Arenobulimina ovoidea*, *Spiroplectammina dentata*, *S. excolata*, *S. subhaerigensis* oraz *Eponides karreri*.

III Zespół z Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum (małe formy), Trochamminoides irregularis

Powyższy zespół występuje w górnej części warstw inoceramowych oraz w dolnej partii pstrego paleogenu (tabl. I i fig. 3).

Fauna w tym zespole jest bardzo liczna. Szczególnie licznie repre-

zentowane są rodzaje: *Trochamminoides, Glomospira, Ammodiscus, Hyperammina, Nodellum, Haplophragmoides* i *Thalmannamina.*

Jest to zespół fauny aglutynującej. W wierceniu Temeszów 3 na pograniczu pstrego paleogenu i górnych warstw inoceramowych występowały dość licznie *Globigerina pseudotriloba* i *Globigerina bulloides.* Inne formy wapienne jak *Eponides, Nonionella, Bolivinita, Rotalia* występują tu sporadycznie.

WIERCENIE W REJONIE TEMESZOWA

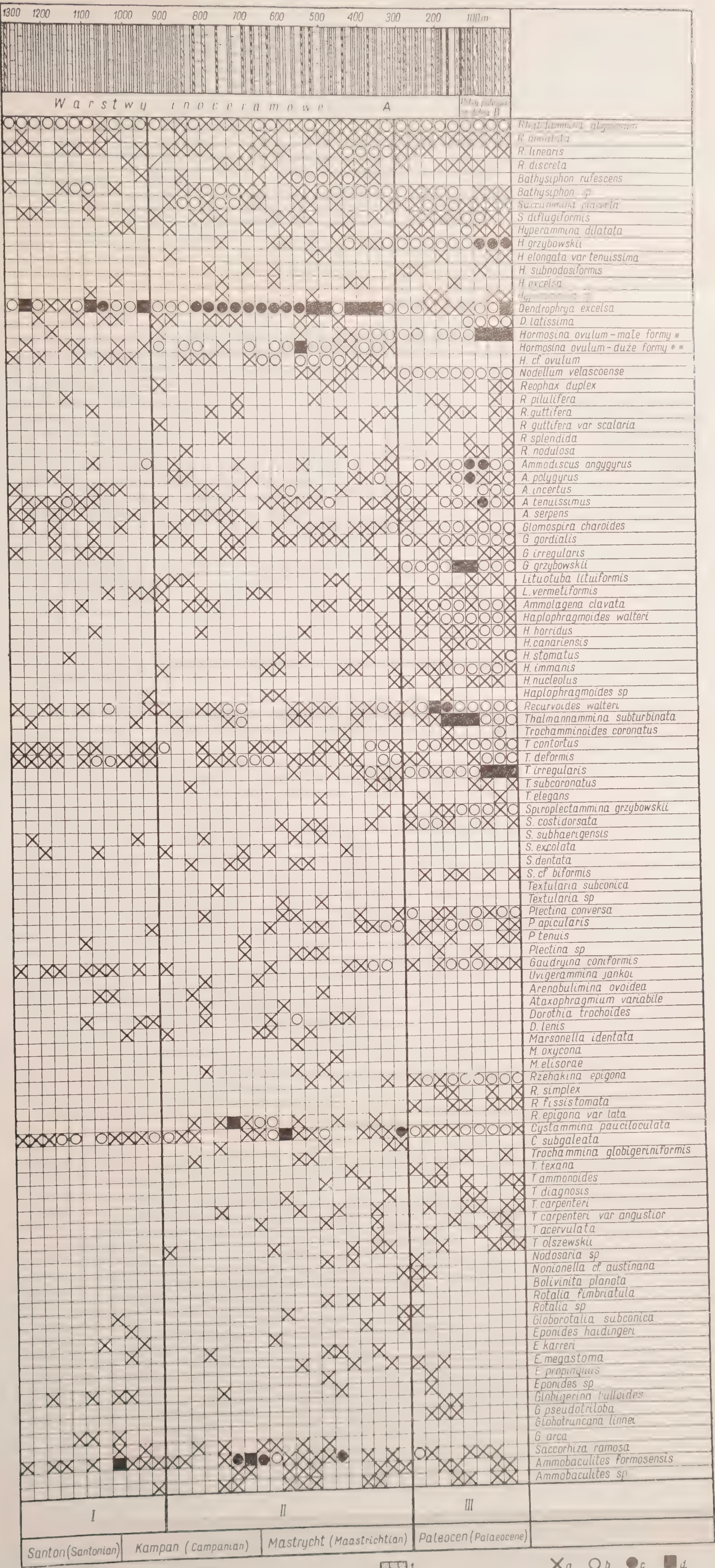
Z tego wiercenia opracowano pod względem mikropaleontologicznym 64 próbki z głębokości 19-550 m. Przewiercony interwał da się podzielić pod względem litologicznym na trzy odcinki:

a) na głębokości 19-134 m występuje seria zielonych i szaro-zielonych łupków z przewarstwieniami piaskowców cienkopłytowych, drobnoziarnistych, kruchych oraz warstewek łupków z laminami piaskowców jasnoszarych, typu mułowcowego. W dolnej części tej serii, na głębokości 124-134 m, występują łupki czerwone z dość częstymi kilkucentymetrowymi nieregularnymi wkładkami łupków zielonych. Kompleks tych łupków oddziela tzw. warstwy inoceramowe od pstrego paleogenu. Fauna otwornicowa w wymienionym interwale jest bardzo bogata i należy przede wszystkim do rodzajów *Trochamminoides, Hormosina, Rzehakina, Haplophragmoides, Dendrophrya, Rhabdammina, Hyperammina, Glomospira, Recurvoides, Thalmannamina.* Z charakterystycznych gatunków należy wymienić *Rzehakina epigona, Hormosina ovulum* (małe okazy), *Glomospira grzybowskii, Nodellum velascoense, Trochamminoides irregularis.* Wobec tego fauna występująca w tym interwale należy do zespołu z *Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum* (małe formy) i *Trochamminoides irregularis.* Ten zespół fauny jest wieku paleoceńskiego (tabl. I).

b) Na głębokości 134-250 m występuje seria złożona głównie z łupków szaro-zielonych, szaro-niebieskich, bezwapnistych, z przewarstwieniami cienkopłytowych piaskowców o barwie jasnoszarej, kruchych, miejscami glaukonitowych oraz piaskowców cienkopłytowych, szarych, dość twardych, mikowych. Obydwa wymienione typy piaskowców reagują z HCl. Fauna w tych skałach jest liczna. Oprócz form długowiecznych (tabl. I) występują dość licznie: *Rzehakina epigona, Hormosina ovulum* (małe okazy), *Glomospira grzybowskii, Trochamminoides irregularis, Nodellum velascoense.* Fauna występująca w tym interwale jest zatem podobna jak na głębokości 19-134 m i należy do zespołu III.

Pionowe rozmieszczenie mikrofauny warstw inoceramowych regionu skibowego okolicy Wary i Temeszowa

Vertical distribution of the Inoceramus beds microfauna of the „skiba" region in the vicinity of Wara and Temeszów



I zespół form rurkowatych, pojedyńcze *Spiroplectammina*, *Dorothia*, *Globotruncana linnei*; *II* zespół z *Dendrophrya*, *Hormosina ovulum* (duże formy), *Rzehakina epigona* var. *lata*, *Spiroplectammina* i *Dorothia*; *III* zespół z *Rzehakina epigona*, *Hormosina ovulum* (małe formy), *Glomospira grzybowskii* i *Trochamminoides irregularis*. Oznaczenia litologiczne: *1* piaskowce warstw inoceramowych, *2* łupki szaro-zielone i ciemnoszare, *3* łupki czerwone, *4* piaskowce hieroglifowe, *5* łupki zielone. Fauna otwornicowa: *a* bardzo uboga (1-5 okazów), *b* uboga (5-10 okazów,) *c* liczna (10-25 okazów), *d* bardzo liczna (25 okazów). * małe formy, ** duże formy.

I assemblage of tubular forms, detached *Spiroplectammina*, *Dorothia*, *Globotruncana linnei*; *II* assemblage with *Dendrophrya*, *Hormosina ovulum* (large forms), *Rzehakina epigona* var. *lata*, *Spiroplectammina* and *Dorothia*; *III* assemblage with *Rzehakina epigona*, *Hormosina ovulum* (small forms), *Glomospira grzybowskii* and *Trochamminoides irregularis*. Lithological determination: *1* sandstones of Inoceramus beds, *2* grey-green and dark-grey shales, *3* red shales, *4* hieroglyphic sandstones, *5* green shales. Frequency of occurrence of foraminifers *a* extremely rare (1-5 specimens), *b* rare (5-10 specimens), *c* frequent (10-25 specimens), *d* abundant (above 25 specimens). * small forms, ** large forms

c) Na głębokości 250-550 m występują łupki szaro-zielone, ciemnoszare o odcieniu zielonkawo-niebieskawym początkowo (250-395 m), słabo wapniste; później, aż do końcowej głębokości wapnistość wzrasta. Łupki te przewarstwione są z piaskowcami cienkoławicowymi o szarym zabarwieniu, miejscami glaukonitowymi i mikowymi. Od głębokości ok. 400 m w dół zapiaszczenie wzrasta i pojawiają się dość często piaskowce ciemnoszare i szare drobnoziarniste, twarde, ze strzałką kalcytową.

Fauna otwornicowa w wymienionej głębokości znacznie ubożeje. Licznie występują tu formy rurkowate jak: *Dendrophrya, Rhabdammina, Saccorhiza.* Spotykane są tu również *Trochamminoides irregularis, Rzehakina epigona* var. *lata, Nodellum velascoense* oraz *Spiroplectammina dentata* i *Dorothia trochoides.* Występuje tu zatem zespół z *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata, Hormosina ovulum* (duże okazy). Wiek tego zespołu jest górno-kredowy (mastrycht i wyższy kampan).

WIERCENIA W REJONIE WARY

W rejonie Wary odwiercono w latach 1953-1957 pięć otworów geologiczno-poszukiwawczych. Jeden z nich (Wara 1) został częściowo opracowany, a wyniki opublikowane (Jednorowska 1957). Pozostałe otwory tj. Wara 2, 3, 4, i 5 uwzględniono w niniejszym artykule.

Ogólnie rzecz biorąc, przewiercona seria złożona jest z naprzemianległych łupków i piaskowców cienko- i średnioławicowych. I tak w wierceniu Wara 2 od głębokości 160 m do ok. 700 m, Wara 3 do 550 m, Wara 4 do ok. 480 m, Wara 5 do 345 m (głębokość końcowa) przewiercono serię złożoną z łupków szaro-zielonych, szarych miejscami brunatnych i czarnych, słabo wapnistych nieco mikowych, przewarstwionych piaskowcami drobno- i średnioziarnistymi, cienko- i średnioławicowymi o zabarwieniu ciemnoszarym i stalowo-szarym, kruchymi o dobrej spoistości, mikowymi z częstą strzałką kalcytową, silnie wapnistymi. Fauna w powyższym zespole skalnym jest dość liczna, składająca się głównie z form rurkowatych jak *Dendrophrya, Rhabdammina, Saccorhiza* oraz *Trochammina, Hyperammina, Hormosina ovulum* (duże okazy), *Rzehakina epigona, R. epigona* var. *lata.* Dość często pojawiają się tu formy *Dorothia trochoides, Dorothia lenis, Spiroplectammina subhaeringensis, S. dentata.* Powyższy zespół skalny posiada zatem zespół faunistyczny typowy dla górnej kredy (zespół II). Poniżej wymienionych poprzednio głębokości w wierceniach Wara 2 do 1422 m, Wara 3 do 1500 m, a Wara 4 do 567 m wzrasta znacznie zapiaszczenie osadów. Występują tu piaskowce płytowe o strukturze spływowej, drobnoziarniste, mikowe o zabarwieniu szarym, oraz piaskowce średnio- a nawet gruboławicowe, drobno- i średnioziarniste, prze-

ważnie zwięzłe. Trafiają się dość często wkładki piaskowca średnioziarnistego, jasnoszarego, kruchego. Wszystkie typy piaskowca reagują z HCl. Wśród piaskowców występują różnej grubości (od kilku centymetrów do kilku metrów) wkładki łupków ciemnozielonych, przeważnie bezwapnistych lub słabo wapnistych oraz łupków ciemnoszarych, brunatnych, mikowych, wapnistych. W piaskowcach częsta jest strzałka kalcytowa. Fauna otwornicowa w tej serii znacznie ubożeje. Liczne są w dalszym ciągu formy rurkowate oraz *Hormosina ovulum* (duże formy); utrzymuje się dość licznie rodzina Lituolidae (tabl. I). W końcowej głębokości wiercenia Wara 2 pojawiają się nowe formy o wapiennych skorupkach jak *Globotruncana arca, G. linnei* oraz *Arenobulimina ovoidea, Ataxophragmium variabile, Marsonella elisorae* i M. *oxycona.* Powyższa fauna należy do zespołu I (zespół otwornic rurkowatych z nielicznymi okazami *Spiroplectammina, Dorothia* i *Globotruncana).* Wiek tego zespołu jest górno-kredowy mieszczący się w granicach santon — niższy kampan. Seria skalna występująca w wierceniu Wara 3 na głębokości 1500-1700 m ma nieco odmienny profil litologiczny oraz zespół fauny od profilu litologicznego i zespołu fauny końcowej części wiercenia Wara 2 (fig. 3). W interwale tym ku dołowi zapiaszczenie znacznie maleje oraz występuje tu duża przewaga łupków zielonych i szaro-zielonych, mikowych słabo wapnistych, a nawet bezwapnistych nad piaskowcami. W zespole faunistycznym pojawiają się dość często *Rzehakina epigona, R. epigona* var. *lata, Nodellum velascoense,* liczne formy rurkowate oraz pojedyncze *Spiroplectammina* i *Dorothia.* Fauna ta jest zatem w dolnej części podobna do zespołu z *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata* i *Hormosina ovulum* (duże okazy). Można by zatem przypuszczać, że wiercenie to po przebiciu przegubu antyklinalnego w głębokości ok. 1400 m, poniżej szło w północnym odwróconym (?) skrzydle fałdu Wary, a więc w strefie synklinalnej.

PROFIL TERENOWY

Z profilu terenowego pobrano dziewiętnaście próbek z odkrywek dla uzupełnienia profilów wierceń, które — jak widać na przekroju (fig. 2) — sytuowane były na różnych poziomach warstw inoceramowych.

Próbki oznaczone numerami 3, 4, 5, 6, 8, 9 pobrano z łupków szaro--zielonych i ciemnoszarych, o odcieniu zielonkawo-niebieskawym, słabo wapnistych, przewarstwionych piaskowcami cienkoławicowymi, przeważnie o stalowo-szarym zabarwieniu, miejscami glaukonitycznymi.

Fauna zebrana z tych próbek jest dość liczna i należy do zespołu z *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata* i *Horosina ovulum* (duże

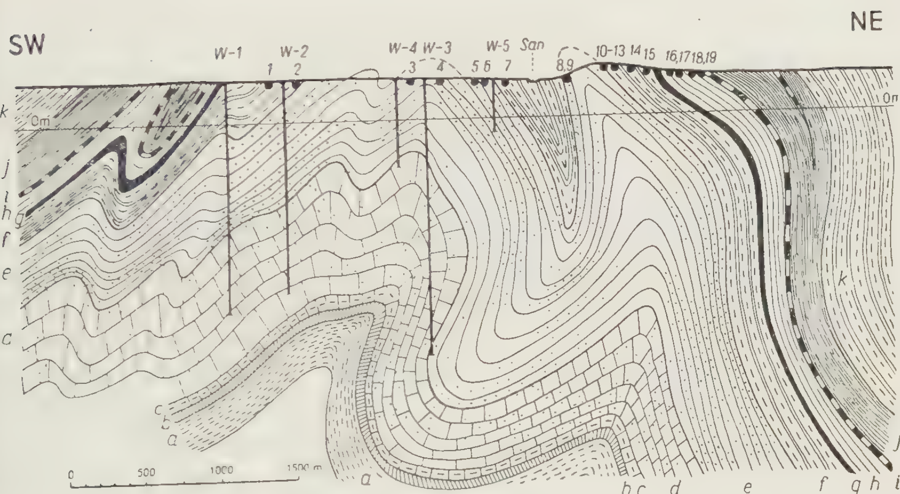


Fig. 2

Przekrój geologiczny poprzeczny przez antyklinę Wary w rejonie Wary wg P. Karnkowskiego, B. Ciska i H. Jurkiewicza

a łupki spaskie, *b* łupki pstre środkowej kredy, *c* margle krzemionkowe, *d* warstwy inoceramowe piaskowcowo-łupkowe, *e* warstwy inoceramowe łupkowo-piaskowcowe, *f* warstwy inoceramowe łupkowe (paleocen), *g* łupki czerwone, *h* łupki zielone z piaskowcami hieroglifowymi, *i* rogowce, *j* łupki menilitowe, *k* warstwy krośnieńskie. *W-1* do *W-5* wiercenia w rejonie Wary. Numery od *1* do *19* miejsca pobierania próbek do analiz mikrofaunistycznych

Transverse geological section of the Wara anticline after P. Karnkowski, B. Cisek and H. Jurkiewicz

a Spaskie shales, *b* variegated Middle Cretaceous shales, *c* siliceous marls, *d* sandstone-shale Inoceramus beds, *e* shale-sandstone Inoceramus beds, *f* shale Inoceramus beds (Palaeocene), *g* red shales with hieroglyphic sandstones, *i* hornfelses, *j* menilitic shales, *k* Krosno beds, *W-1* — *W-5* borings within the Wara area. *1—19* sampling sites

formy). Występują tu również nieliczne okazy *Spiroplectammina dentata, S. excolata, Dorothia trochoides, Marsonella oxycona, Rotalia fimbriatula* oraz dość liczne formy aglutynujące (tab. 1).

A więc zespół otwornicowy jest zdecydowanie górno-kredowego wieku (wyższy kampan i mastrycht).

Próbki nr. 1, 2, 7, 11, 12, 13, 14, 15 pobrano z łupków szaro-zielonych bezwapnistych przedzielanych dość często piaskowcami cienkoławicowymi, barwy jasnoszarej, średnioziarnistymi kruchymi oraz piaskowcami cienkopłytowymi, szarymi, dość twardymi z dużą zawartością miki.

Fauna jest tu liczna, należąca do zespołu z *Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum* (małe okazy) i *Trochamminoides irregularis.* Wiek tego zespołu fauny jest paleoceński.

Próbki nr. 16 i 17 pochodzą z łupków zielonych przeławiconych piaskowcami cienkopłytowymi, jasnoszarymi, drobno- i średnioziarnistymi, przeważnie glaukonitowymi z licznymi hieroglifami (warstwy hieroglifowe). Fauna w tych próbkach jest liczna i składa się z *Glomospira charoides, G. gordialis, Trochamminoides coronatus, T. deformis, T. contortus, T. subcoronatus, Hyperammina grzybowskii, Spiroplectammina spectabilis, Rhabdammina linearis, R. abyssorum, Dendrophrya* sp., *Recurvoides walteri, Haplophragmoides walteri, Gaudryina coniformis Plectina tenuis, P. conversa, Cystammina pauciloculata* i innych mniej licznych otwornic.

Ogólny zespół faunistyczny podobny jest do zespołu otwornicowego odpowiadającego III-cim pstrym łupkom wschodniej części jednostki śląskiej, uważanego za charakterystyczny dla dolnego eocenu.

Próbkę nr 18 pobrano z zielonych łupków górnej partii warstw hieroglifowych. Zawierała ona dość liczną faunę z *Cyclammina amplectens*, charakterystyczną dla środkowego eocenu.

Próbkę nr 19 pobrano z margli oraz łupków zielonych na pograniczu z łupkami menilitowymi. Fauna w tej próbce była liczna i składała się z licznych globigeryn, szczególnie *Globigerina triloculinoides, G. dissimilis, G. bulloides* oraz licznych radiolarii i pojedynczych okazów form aglutynujących jak *Ammodiscus umbonatus, Rhabdammina linearis, Reophax duplex. Plectina tenuis* i *Gaudryina coniformis.*

Wiek tego zespołu fauny jest pośredni pomiędzy środkowym i górnym eocenem, jednak bardziej zbliżony do górnego eocenu.

STRATYGRAFIA WARSTW INOCERAMOWYCH W REJONIE WARY I TEMESZOWA NA PODSTAWIE MIKROFAUNY

Poglądy na wiek warstw inoceramowych począwszy od końca ubiegłego stulecia do czasów dzisiejszych kształtowały się dość różnorodnie, co było zresztą uzależnione od ilości i jakości materiału dokumentacyjnego, jakim są skamieniałości.

W. Szajnocha (1896) wypowiada pogląd, że warstwy inoceramowe w ogóle na podstawie naszych, głównie poza Galicją znalezionych skamielin, muszą być dzisiaj zaliczane i to prowizorycznie do kredy środkowej i wyższej.

W. Friedberg (1902) na podstawie fauny otwornicowej z warstw inoceramowych okolicy Rzeszowa i Dębicy wysuwa następujące wnioski:

„...zauważyć muszę, że nie chcę i nie mogę rozstrzygać kwestii wieku warstw ropianieckich, ponieważ rezultatem moich badań jest, że otwornice do oznaczania wieku warstw jako formy nader stałe wcale się nie nadają. Z wyników moich jednakowoż wypływa wniosek, że nawet gdybyśmy chcieli uznawać otwornice za

Tabela (Chart) 1

Lista mikrofauny warstw inoceramowych z rejonu Wary i Temeszowa
Microfaunal list of Inoceramus beds from the Wara and Temeszów areas

Gatunki otwornic (Foraminiferal species)	Wara					Temeszów
	odkrywki (outcrops)	wiercenia (borings)				
		2	3	4	5	3
Rodzina (Family) Astrorhizidae						
Rhabdammina abyssorum M. Sars	×	×	×	×	×	×
R. annulata Rzk	×	×	×	×	×	×
R. discreta Brady	×	×	×	×	×	×
R. linearis Brady	×	×	×	×	×	×
Rodzina (Family) Rhizamminidae						
Bathysiphon rufescens Cushman		×	×	×		×
Bathysiphon sp.	×	×	×			×
Rodzina (Family) Saccamminidae						
Saccammina placenta (Grzyb.)	×	×	×	×	×	×
Proteonina diflugiformis (Brady)	×		×	×	×	×
Rodzina (Family) Hyperamminidae						
Hyperammina dilatata Rzk	×	×	×	×	×	×
H. grzybowskii Dyląż.	×	×	×	×	×	×
H. elongata var. *tenuissima* Her.		×				×
H. subnodosiformis (Grzyb).	×	×				×
H. excelsa Dyląż.	×		×			×
Hyperammina sp.	×	×			×	×
Dendrophrya excelsa Grzyb.	×	×	×	×	×	×
D. latissima Grzyb.	×	×	×	×	×	×
Rodzina (Family) Reophacidae						
Hormosina ovulum (Grzyb.) małe okazy (small specimens)	×	×	×	×	×	×
H. ovulum (Grzyb.) duże okazy (large specimens)	×	×	×	×	×	×
H. cf. *ovulum* (Grzyb.)	×				×	×
Nodellum velascoense (Cushman)	×	×	×	×	×	×
Reophax duplex Grzyb.	×	×	×	×	×	×
R. pilulifera Brady			×			×
R. guttifera Brady	×		×			×
R. guttifera var. *scalaria* Grzyb.						×

(Ciąg dalszy tabeli 1-szej)

Gatunki otwornic (Foraminiferal species)	Wara					Temeszów
	odkrywki (outcrops)	wiercenia (borings)				
		2	3	4	5	3
R. splendida Grzyb.				×		×
R. nodulosa Brady	×					×
Rodzina (Family) Ammodiscidae						
Ammodiscus angygyrus Rss	×		×			×
A. polygyrus Rss	×	×				×
A. incertus d'Orb.	×	×	×	×	×	×
A. tenuissimus Grzyb.	×	×	×	×	×	×
A. serpens Grzyb.		×	×	×	×	×
Glomospira charoides Jon. & Park.	×		×			×
G. gordialis Jon. & Park.	×				×	×
G. grzybowskii Jurkiewicz			×			×
G. irregularis (Grzyb.)		×	×	×	×	×
Ammolagena clavata Jon. & Park.	×		×			×
Lituotuba lituiformis (Brady)	×	×	×		×	×
L. vermetiformis (Grzyb.)	×					×
Rodzina (Family) Lituolidae						
Haplophragmoides horridus (Grzyb.)		×				×
H. walteri (Grzyb.)	×		×			×
H. canariensis (d'Orb.)		×	×			×
H. stomatus (Grzyb.)	×	×	×		×	×
H. immanis (Grzyb.)		×				×
H. nucleolus (Grzyb.)	×	×	×			×
Haplophragmoides sp.	×	×	×	×		×
Thalmannamina subturbinata (Grzyb.)	×	×	×	×	×	×
Recurvoides walteri (Grzyb.)	×	×	×	×	×	×
Trochamminoides coronatus (Brady)	×		×			×
T. contortus (Grzyb.)	×	×	×	×	×	×
T. deformis (Grzyb.)	×	×	×	×	×	×
T. irregularis White	×	×	×		×	×
T. subcoronatus (Rzk)		×	×	×		×
T. elegans Rzk	×					
Ammobaculites formosensis Lakam.						×
Ammobaculites sp.	×		×		×	×

(Ciąg dalszy tabeli 1-szej)

Gatunki otwornic (Foraminiferal species)	Wara					Temeszów
	odkrywki (outcrops)	wiercenia (borings)				
		2	3	4	5	3
Rodzina (Family) Textularidae						
Spiroplectammina grzybowskii Frizzel			×			×
S. costidorsata (Grzyb.)	×				×	×
S. subhaeringensis (Grzyb.)	×		×			×
S. excolata Cushman			×			
S. dentata (Alth)	×		×	×		×
Textularia subconica (Franke)			×			
Textularia sp.	×		×			
Rodzina (Family) Verneulinidae						
Gaudryina coniformis Grzyb.	×	×		×	×	×
Uvigerammina jankói Majzon			×	×		
Rodzina (Family) Valvulinidae						
Plectina conversa (Grzyb.)	×				×	×
P. ? apicularis (Cushman)	×		×	×		×
P. tenuis (Grzyb.)	×	×	×	×		×
Plectina sp.	×		×			×
Arenobulimina ovoidea Marie		×			×	
Ataxophragmium variabile (d'Orb.)		×				
Dorothia trochoides Marsson	×	×	×	×	×	×
D. lenis (Grzyb.)			×			×
Marsonella elisorae Cushman		×				×
M. identata Cushman						×
M. oxycona (Rss)	×	×				×
Rodzina (Family) Silicinidae						
Rzehakina epigona (Rzk)	×	×	×	×	×	×
R. epigona var. *lata* Cushman		×		×	×	×
R. fissistomata (Grzyb.)	×		×			×
R. simplex (Grzyb.)	×	×	×			×
Rodzina (Family) Trochamminidae						
Cystammina pauciloculata (Brady)	×	×	×	×	×	×
C. subgaleata Vasiček	×	×	×	×	×	×
Trochammina ammonoides (Grzyb.)		×	×			×
T. globigeriniformis Jon. & Park.	×	×	×	×	×	×
T. texana Cushman & Weters	×					×

(Ciąg dalszy tabeli 1-sze

Gatunki otwornic (Foraminiferal species)	Wara					Temeszów
	odkrywki (outcrops)	wiercenia (borings)				
		2	3	4	5	3
T. diagnosis (Cushman)	×		×			×
T. carpenteri Grzyb.						×
T. carpenteri var. *angustior* Grzyb.						×
T. olszewskii Grzyb.	×		×			×
Rodzina (Family) Lagenidae						
Nodosaria sp.						×
Rodzina (Family) Nonionidae						
Nonionella cf. *austinana* Cushman						×
Rodzina (Family) Heterochelicidae						
Bolivinita planata Cushman						×
Rodzina (Family) Rotaliidae						
Rotalia fimbriatula Cushman	×	×				
Rotalia sp.	×					
Eponides haidingeri (d'Orb.)						×
E. karreri (Rzk)	×	×	×			
E. megatoma (Rzk)			×			×
E. propinquus (Rss)	×		×			
Eponides sp.	×	×	×	×	×	
Rodzina (Family) Globigerinidae						
Globigerina bulloides d'Orb.						×
G. pseudotriloba White						×
Rodzina (Family) Globorotaliidae						
Globorotalia subconica Narrov						×
Globotruncana linnei (d'Orb.)	×	×				
G. arca Cushman	×	×	×			
Radiolaria		×		×		
Elementy szkieletowe makrofauny (Macrofaunal exoskeletal elements)	×	×				×
Kolce jeżowców (Spicules of echinoids)			×			
Zęby i łuski ryb (Teeth and scales of fishes)	×	×	×	×	×	×
Okruchy skorup inoceramów (Fragments of Inoceramus shells)	×	×	×	×	×	×

formy nadające się do oznaczania horyzontu utworów i wtedy fauna znaleziona przeze mnie nie sprzeciwia się wcale przyznaniu wieku kredowego dla warstw ropianieckich, chociaż w tym wypadku należałoby przyznać im wiek górno-kredowy".

Dalej w swoich wywodach na temat wieku warstw inoceramowych posuwa się T. Wiśniowski (1905), zacieśniając granice warstw inoceramowych.

Najlepiej obrazuje pogląd tego autora następujący cytat z jego pracy:

„...Jednym słowem co do warstw inoceramowych nie tylko co najmniej w Dobromilskiem ale i w przyległych częściach Karpat, trzeba przyjąć wbrew podziałowi Szajnochy schemat, w którym dolna marglowa część tych warstw obejmuje prawdopodobnie cenoman, a z pewnością turon i senon, po poziom *Pachydiscus neubergicus* Hau. włącznie, górna część piaskowca w stropie z pstrymi iłami paleogeńskimi odpowiada najwyższym warstwom z *Pachydiscus neubergicus* i piętru danien, a prawdopodobnie także najstarszym poziomom paleoceńskim".

J. Nowak (1909) i W. Rogala (1909) opisali dość bogatą faunę z okolicy Przemyśla z marglistych utworow występujących z wyższych poziomów warstw inoceramowych wieku górno-senońskiego.

A. Jednorowska (1957) na podstawie fauny otwornicowej zalicza ogólnie górną część warstw inoceramowych z rejonu Słonnego do senonu. dla niższej serii zaś tych warstw zawierającej zespoły fauny długowiecznej, przynależności stratygraficznej nie określa. Cały 1200-metrowy kompleks przewiercony otworem Wara 1 w rejonie Wary zalicza na podstawie charakterystycznych otwornic do senonu.

Analizując zespoły mikrofauny (tabl. I i fig. 3) w warstwach inoceramowych w rejonie Temeszowa i Wary, można dojść do przedstawionych poniżej wniosków.

1. W dolnej części pstrego paleogenu oraz w górnej części warstw inoceramowych występuje fauna złożona głównie z form aglutynujących (tabl. I), z których tylko nieliczne mają znaczenie stratygraficzne. Do nich należą: *Trochamminoides irregularis, Glomospira grzybowskii, Rzehakina epigona, Hormosina ovulum* (małe formy), *Nodellum velascoense*. Zasięg czasowy tych form ograniczony jest od górnego senonu do paleocenu włącznie (White 1928, 1929; Jurkiewicz 1948, Grzybowski 1901, Noth 1951, Jurkiewicz i Karnkowski 1959, Geroch 1959, Glaessner 1937a).

W zespołach, w których występują te formy, nie znaleziono form wyłącznie kredowych lub eoceńskich, a ogólny zespół mikrofaunistyczny zbliżony jest bardziej do zespołów fauny paleogeńskiej aniżeli kredowej. Zatem dla górnej części tzw. warstw inoceramowych i dolnej części pstrego trzeciorzędu przyjmuję na podstawie powyższych danych wiek paleoceński (tabl. I).

2. Niższa część warstw inoceramowych, w rejonie Wary i Temeszowa piaszczysto-łupkowa, zawiera dość liczny zespół fauny z przewagą

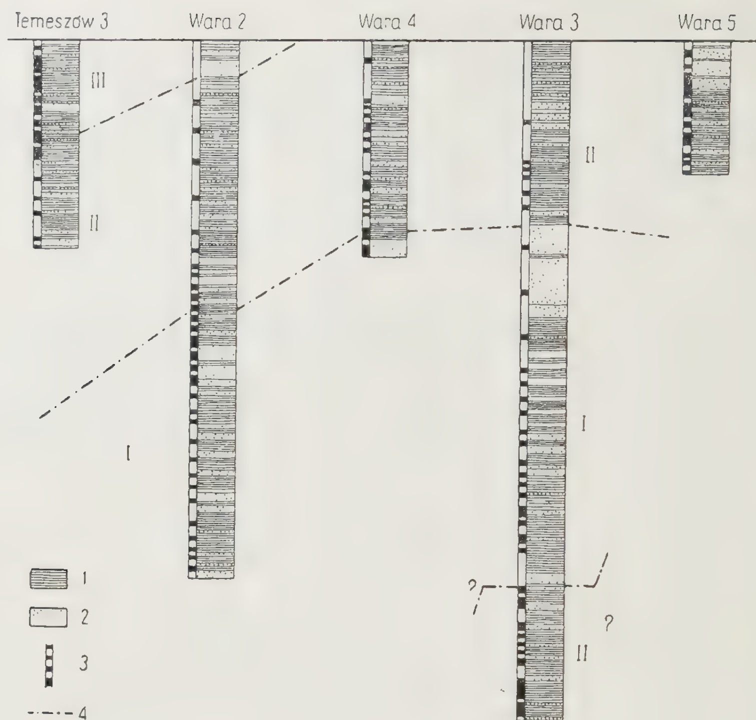


Fig. 3

Profile litologiczne i zespoły mikrofaunistyczne w wierceniach z rejonu Temeszowa i Wary

1 łupki, *2* piaskowce, *3* miejsca pobrania próbek do analiz mikrofaunistycznych, *4* granice zespołów mikrofaunistycznych. *I* zespół otwornic rurkowatych z nielicznymi okazami *Spiroplectammina, Dorothia, Globotruncana; II* zespół z *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata* i *Hormosina ovulum* (duże formy); *III* zespół z *Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum* (małe formy) i *Trochamminoides irregularis*

Lithological profiles and microfaunal assemblages in bore-holes from the area of Wara and Temeszow

1 shales, *2* sandstones, *3* microfaunal sampling sites, *4* boundaries of microfaunal assemblages. *I* assemblage of tabular foraminifers with rare specimens of *Spiroplectammina, Dorothia, Globotruncana; II* assemblage with *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata* and *Hormosina ovulum* (large forms); *III* assemblage with *Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum (small forms)* and *Trochamminoides irregularis*

form rurkowych. W zespole tym występują liczne *Hormosina ovulum* (duże formy), która uważana jest za charakterystyczną dla górnej części warstw inoceramowych w okolicy Gorlic (Jurkiewicz i Karnkowski 1959), zaliczonych do górnej kredy (górny senon). Formę tę podaje również

S. Geroch (1959) z górnej części warstw godulskich i dolnych warstw istebniańskich zaliczonych do senonu. Występuje tu dość licznie *Rzehakina epigona* var. *lata*, która — według J. Cushmana (1946) — jest charakterystyczna dla kampanu (Taylor marls — lower part). Sporadycznie spotyka się *Spiroplectammina dentata, S. excolata, S. subhaeringensis, Dorothia trochoides, D. lenis, Arenobulimina ovoidea, Ataxophragmium variabile, Marsonella elisorae, M. identata, M. oxycona, Rotalia fimbriatula, Bolivinita planata, Eponides karreri, E. megastoma, E. propinquus.* Powyższe formy występują od kampanu do mastrychtu włącznie. Warstwy inoceramowe w tych profilach należy zatem zaliczyć do senonu, od wyższego kampanu po mastrycht włącznie (tabl. I).

3. Najniższa część warstw inoceramowych, gdzie znacznie wzrasta zapiaszczenie, osiągnięta przez wiercenie Wara 2 oraz częściowo przez wiercenie Wara 3, posiada nieliczną faunę złożoną głównie z form rurkowatych i rodziny Lituolidae. Występują tu nieliczne, typowe dla kredy górnej, formy jak: *Spiroplectammina dentata, S. subhaerigensis, Arenobulimina ovoidea, Eponides karreri, E. megastoma* oraz pojedyncze okazy *Globotruncana arca* i *G. linnei*.

Globotruncana arca uważana jest za formę charakterystyczną dla górnego senonu od kampanu po mastrycht włącznie, chociaż Sigal (1952) podaje zasięg tej formy w kredzie Algieru od turonu po mastrycht włącznie; *G. linnei* występuje od turonu do dolnego mastrychtu włącznie. Dla opisanej serii należy przyjąć zatem również wiek senoński (santon — niższy kampan).

Reasumując powyższe wnioski można stwierdzić:

1° Dolna część pstrego paleogenu oraz górna łupkowa część warstw inoceramowych należy do paleocenu.

2° Łupkowo-piaskowcowa seria warstw inoceramowych przewierconych w rejonie Wary i Temeszowa jest wieku górno-senońskiego (wyższy kampan i mastrycht).

3° Seria piaszczysto-łupkowa w rejonie Wary posiada charakter mikrofauny niższego senonu i obejmuje prawdopodobnie piętra santonu i niższego kampanu.

4° Na podstawie obserwacji profilu w wierceniu Temeszów, gdzie przewiercono dolną część pstrego paleogenu oraz górną część warstw inoceramowych, da się stwierdzić powolne przejście zarówno litologiczne jak i faunistyczne od warstw inoceramowych do pstrego paleogenu. Seria przejściowa zaliczana do warstw inoceramowych posiada faunę paleoceńską zbliżoną do fauny z dolnej części pstrej serii paleogeńskiej.

Państwowe Przedsiębiorstwo
Przemysłu Naftowego
Zakład Geologiczno-Wiertniczy
Jasło, w sierpniu 1959 r.

LITERATURA CYTOWANA

CUSHMAN J. A. 1946. Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and adjacent areas. — Geol. Surv. Proffess., Paper 206. Washington.

DYLĄŻANKA M. 1922. Warstwy inoceramowe z łomu w Szymbarku koło Gorlic (Les couches à Inocerames d'une carrière à Szymbark, Carpathes). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. I. Kraków.

FRIEDBERG W. 1901. Otwornice warstw inoceramowych okolic Rzeszowa i Dębicy (Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszów und Dębica). — Rozpr. Akad. Um. Wydz. Mat. — Przyr. (Bull. Int. Acad. Sci. Letrr., Cl. Sci. Math. — Nat.) ser. 3, t. 1. Kraków.

GEROCH S. 1959. Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. — Paläont. Zschr., Bd. 33. Stuttgart.

GLAESSNER M. 1937a. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. — Probl. Pal. 2-3. Moskwa.

— 1937b. Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eocen und ihre stratigraphische Bedeutung. — Studies in Micropal. Fasc. 1. Moscov.

GRZYBOWSKI J. 1896. Otwornice czerwonych iłów z Wadowic. — Rozpr. Akad. Um. 30. Kraków.

— 1898. Otwornice pokładów naftonośnych okolicy Krosna. — Ibidem, 33.

— 1901. Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlic (Die Mikrofauna der Karpathenbildungen. III. Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice). — Ibidem, 41.

GUZIK K. & POŻARYSKI W. 1949. Fałd Biecza, Karpaty Środkowe (Biecz anticline, Central Carpathians). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 53. Warszawa.

JEDNOROWSKA A. 1957. Mikrofauna warstw inoceramowych rejonu skibowego w okolicy Słonnego i Wary (On the microfauna of Inoceramus beds within the „skiba" region in the vicinity of Słonne and Wara). — Acta Geol. Pol., vol. VII/3. Warszawa.

JURKIEWICZ H. 1958. Zespoły mikrofauny ze skał fliszowych fałdu Bóbrki. — Zesz. Nauk. AGH, Geologia z. 2. Kraków.

JURKIEWICZ H. & KARNKOWSKI P. 1959. O wieku warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic (Age of Inoceramus beds in the Magura nappe). Acta Geol. Pol., vol. IX/1. Warszawa.

NIEDŹWIEDZKI J. 1876. Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Przemyśla. — Kosmos, t. 1. Lwów.

— 1910. O wieku warstw występujących na zachodniej stronie Przemyśla (Sur l'âge des couches développées à l'ouest de la ville de Przemyśl). — Ibidem, t. 35.

NOTH R. 1951. Foraminiferen aus Unter und Oberkreide des Oesterreichischen Anteils an Flysch, Helveticum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. Bundesorstalt, Sonderband 3. Wien.

NOWAK J. 1909. O kilku głowonogach i o charakterze fauny z karpackiego kampanu (Über einige Cephalopoden und den Charakter der Fauna aus dem karpathischen Campanien). — Kosmos, t. 34. Lwów.

ROGALA W. 1909. Przyczynki do górnosenońskiej fauny Karpat (Beiträge zur Kenntnis der obersenonen Fauna der Karpaten). — Ibidem.

— 1921a. Materiały do geologii Karpat. I. Nowa górnokredowa fauna z Prałkowiec koło Przemyśla (Matériaux pour la géologie des Karpates. Une nouvelle faune du Crétacé supérieur de Prałkowce près Przemyśl). — Ibidem, t. 46.

— 1921b. Materiały do geologii Karpat. II. Ostrea carinata Lam. z warstw inoceramowych górnych wschodnich Karpat (Matériaux pour la géologie des Karpates. II. Ostrea carina de couches supérieure à inocérames des Karpates orientales). — Ibidem.

SIGAL J. 1952. Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — XIX Congr. Géol. Int. Monogr. Reg., ser. 1, no. 26, Algérie. Alger.

SZAJNOCHA W. 1896. Atlas geologiczny Galicji. — Kom. Fizjogr. Akad. Um., z. 6. Kraków.

— 1899. Warstwy z Węgierki pod Przemyślem. — Kosmos, t. 24. Lwów.

ŚWIDZIŃSKI H. 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 37. Warszawa.

— 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. — Reg. Geologia Polski, t. I. Karpaty, stratygrafia. Kraków.

WDOWIARZ J. 1939. Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa (Structure géologique des Karpates dans la région de Dynów). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 10. Warszawa.

WDOWIARZ S. 1939. Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa (Structure géologique des Karpates marginales au sud-est de Rzeszów). — Ibidem, 11.

WHITE M. 1928, 1929. Some index Foraminifera of Tampico Embayment of Mexico (I, II, III). — J. Paleont., vol. 2, no. 3, 4 et vol. 3, no. 1.

WIŚNIOWSKI T. 1898. Przyczynek do znajomości karpackiej kredy i trzeciorzędu w dalszej okolicy Przemyśla. — Kosmos, t. 23. Lwów.

— 1905. O wieku karpackich warstw inoceramowych (Über das Alter der Inoceramenschichten in den Karpathen). — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. XIV, ser. 13. Kraków.

— 1907. Über die obersenone Flyschfauna von Leszczyny. — Beitr. Paläont. Geol. Öster.-Ung., Bd. XX. Wien.

— 1921. Fauna małżów górnej kredy karpackiej okolicy Przemyśla (Sur quelques lamellibranches de Sénonien dans les couches karpatiques des environs de Przemyśl). — Kosmos, t. 43/44. Lwów.

Х. ЮРКЕВИЧ

ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ИНОЦЕРАМОВЫХ СЛОЕВ СКИБОВОГО РАЙОНА ОКРЕСТНОСТЕЙ ВАРЫ И ТЕМЕШОВА

(Резюме)

Из иноцерамовых слоев скольского покрова в районе Вары и Темешова определено 106 видов фораминифер (таб. 1 и табл. I). На основании тщательного анализа собранной микрофауны из отдельных скважин выделено три характеристические комплексы фораминифер, определяющие отдельные горизонты.

1. Комплекс трубковидных фораминифер (*Dendrophrya*, *Rhabdammina*, *Bathysiphon*) с редкими экземплярами *Spiroplectammina*, *Dorothia* и *Globotruncana*. Этот комплекс находится в нижней песчано-сланцевой части иноцерамовых слоев. Возраст этого комплекса определён на основании характеристических фораминифер (табл. I) как сантонский и нижнекампанский.

2. Комплекс с *Dendrophrya*, *Rzehakina epigona* var. *lata* и *Hormosina ovulum* (большие особи). Он находится в вышележащей сланцево песчаной серии иноцерамовых слоев (табл. I и фиг. 3). Возраст этого комплекса определен как верхнекампанский и маастрихтский.

3. Комплекс с *Rzehakina epigona*, *Glomospira grzybowskii*, *Hormosina ovulum* (малые особи) и *Trochamminoides irregularis*. Этот комплекс свойствен верхней части иноцерамовых слоев и нижней части пестрого палеогена. В противоположность комплексам 1 и 2 содержит он очень богатую фауну главным образом аглютинирующую. Из известковых фораминифер найдены только немногочисленные экземпляры *Globigerina bulloides*, *G. pseudotriloba*, *Eponides*, *Nonionella*, *Bolivinita* и *Rotalia*. Возраст этого комплекса определён как палеоценовый. Как на основании макроскопических наблюдений так и на содержании микрофауны в верхней части иноцерамовых слоёв и в нижней части пестрого палеогена, можно заметить постепенный литологический и фаунистический переход от иноцерамовых слоев к пестрому палеогену. Эта переходная серия причисляемая к верхним иноцерамовым слоям содержит палеоценовую фауну, также как и нижняя часть пестрого палеоцена.

H. JURKIEWICZ

FORAMINIFERS FROM INOCERAMUS BEDS OF THE „SKIBA" REGION IN THE VICINITY OF WARA AND TEMESZÓW

(Summary)

ABSTRACT: The microfaunal characteristics of fossil assemblages within the Inoceramus beds of the Skole nappe in the region of Wara and Temeszów are reported. On the ground of differentiated microfauna attempts are made to determine characteristic assemblages of foraminifers occurring in the various horizons of Inoceramus beds, also to establish the stratigraphy of these beds.

Data obtained through microfaunal investigations of the Inoceramus beds within the Skole nappe in the vicinity of Wara and Temeszów are here presented (fig. 1 and 2). The samples have been collected mainly

from bore-holes; those from natural outcrops are very few. 106 species of foraminifers have been identified (see table I) among the total number of 370 examined samples. On the basis of detailed microfaunal analysis of the various bore-hole sections three index assemblages of foraminifers have been established, characteristic of the here below mentioned rock horizons (see fig. 3).

1. Assemblage of tubular foraminifers *(Dendrophrya, Rhabdammina, Bathysiphon)* with rare *Spiroplectammina, Dorothia* and *Globotruncana.*

This assemblage occurs within the lower part of the Inoceramus beds, called the arenaceous-shale series (see table I and fig. 3). Besides the predominant forms just mentioned it is characterised by the presence of rare representatives of the genera *Trochamminoides, Saccammina, Cystammina, Ammodiscus* and *Trochammina.* Foraminifers with calcareous test, such as *Eponides, Rotalia* and *Globorotalia* are also sporadically encountered. On the presence of characteristic foraminifers this assemblage is supposed to be Santonian and Lower Campanian in age.

2. Assemblage with *Dendrophrya, Rzehakina epigona* var. *lata* and *Hormosina ovulum* (large forms). This assemblage is characteristic of the upper series of Inoceramus beds, the so called shale-sandstone series (see table I and fig. 3). The foraminiferal fauna here is markedly more varied than that in assemblage 1. Besides forms just mentioned, representatives of the genera *Trochamminoides, Saccammina, Cystammina, Trochammina, Haplophragmoides, Glomospira* and *Recurvoides* are fairly numerous. Typical forms of the Upper Cretaceous occur here too: *Dorothia trochoides, Marsonella elisorae, Marsonella oxycona, Arenobulimina ovoidea, Spiroplectammina dentata, S. excolata, S. subhaerigensis* and *Eponides karreri.* The age of this assemblage has been determined as Upper Campanian and Maestrichtian.

3. Assemblage with *Rzehakina epigona, Glomospira grzybowskii, Hormosina ovulum* (small forms) and *Trochamminoides irregularis.* This assemblage is characteristic of the upper part of the Inoceramus beds and the lower part of the variegated Paleogene beds (see table I and fig. 3). The fauna here is very abundant. Genera *Trochamminoides, Glomospira, Ammodiscus, Hyperammina, Nodellum, Haplophragmoides* and *Thalmannammina* are those with the greatest number of representatives. It consists mainly of agglutinated forms. Some very few specimens of foraminifers with calcareous test have been found, belonging to *Globigerina bulloides, G. pseudotriloba, Eponides, Nonionella, Bolivinita* and *Rotalia.* On a detailed analysis of the foraminiferal species here the age of the assemblage has been established as Palaeocene.

Macroscopic observations of rocks and microfaunal studies of the upper part of the Inoceramus beds as well as of the lower variegated Palaeogene beds show a slow lithological and faunal transition (continuity of sedimentation) of the Inoceramus beds into variegated Tertiary strata. It is just this passage series, referred to the upper Inoceramus beds (shale) that contains a Palaeocene fauna, similarly as the lower part of the variegated Palaeogene beds.

The Oil Industry Geological Borings Enterprise in Jasło
Jasło, August 1959

ACTA GEOLOGICA POLONICA

VOL. X 1960 No. 2

ANDRZEJ RADWAŃSKI

Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

STRESZCZENIE: Jurajskie podmorskie osuwiska występują w górnym astarcie okolic Małogoszcza i okolic Sobkowa oraz w dolnym kimerydzie okolic Przedborza. Są to sfałdowania warstw oraz utwory lawinowe, wśród których wyróżnić można różnego rodzaju toczeńce. Senońskie zaburzenie osadów zachowane w postaci brekcji osuwiskowej występuje w opoce dolnego santonu okolic Sulejowa nad Wisłą. Przyczyną osuwisk były przypuszczalnie wstrząsy sejsmiczne lub zmiany ukształtowania dna epikontynentalnego zbiornika leżącego na peryferiach dzisiejszych Gór Świętokrzyskich. Procesy te związane były najpierw z młodokimeryjskimi, a potem z subhercyńskimi ruchami tektonicznymi.

WSTĘP

Podmorskimi osuwiskami w malmie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zainteresowałem się w lecie 1959 roku. Utwory takie znalazłem na Skórkowskiej Górze koło Małogoszcza oraz w okolicy Sobkowa. W ostatnim miejscu niezależnie obserwacje prowadziła mgr H. Grabowska-Hakenberg w czasie kursu kartowania geologicznego dla studentów Uniwersytetu Warszawskiego, która doszła do podobnych wniosków odnoszących się do wykształcenia i genezy tamtejszych struktur.

Poza tym na jesieni ubiegłego roku zapoznałem się w terenie z synsedymentacyjnymi zaburzeniami osadów w okolicy Przedborza, które zostały znalezione przez magistranta Zakładu Geologii Dynamicznej A. Wierzbowskiego i będą w przyszłości przez niego dokładniej opracowane. Uprzejmości kol. Wierzbowskiego zawdzięczam możliwość częściowego wykorzystania tutaj zebranych obserwacji.

Prócz osuwisk jurajskich zająłem się również strukturami o analogicznej genezie, które znalazłem w senonie w przełomie Wisły w lecie 1958 roku w czasie wspólnej wycieczki z mgr. M. Jamiołkowskim.

Prace kameralne wykonałem na jesieni i w zimie 1959 r. w Zakładzie Geologii Dynamicznej U.W. pod kierunkiem prof. dr. E. Passendorfera, któremu dziękuję serdecznie za okazaną pomoc i życzliwość w czasie pisania pracy. Jemu, oraz dr. Z. Kotańskiemu i magistrom — W. Barczykowi, J. Kutkowi i P. Roniewiczowi dziękuję także za przedyskutowanie ze mną szeregu zagadnień związanych z przedstawionym poniżej materia-

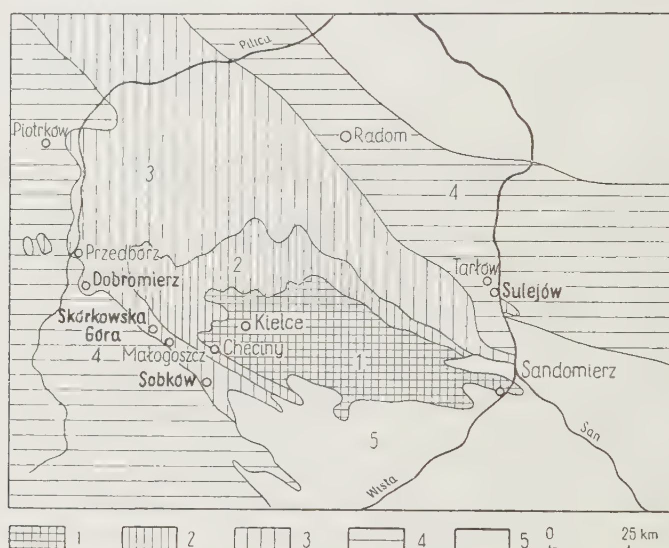


Fig. 1

Lokalizacja odsłonięć ze strukturami osuwiskowymi
1 utwory paleozoiczne, *2* trias, *3* jura, *4* kreda, *5* trzeciorzęd

Localisation of outcrops with slumped structures
1 Palaeozoic, *2* Triassic, *3* Jurassic, *4* Cretaceous, *5* Tertiary

łem. Mgr H. Grabowskiej-Hakenberg dziękuję za szczegółową dyskusję dotyczącą struktur z Sobkowa oraz za pomoc w zestawieniu profilu litologicznego widocznego w tamtejszym kamieniołomie.

Lokalizacja wszystkich odsłonięć została przedstawiona na figurze 1 opartej na mapie geologicznej Polski J. Samsonowicza (1952).

OSUWISKA GÓRNO-JURAJSKIE

Osuwiska jurajskie występują w marglach i wapieniach malmu pd.-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Malm ten, wykształcony przeważnie jako rozmaite wapienie, już od kilkudziesięciu lat budził zain-

teresowanie wielu badaczy. Tereny, na których znalazłem nie notowane dotąd struktury osuwiskowe, opracowywane były litologicznie i stratygraficznie przede wszystkim przez H. Świdzińskiego (1931, 1932, 1935), a częściowo także pod względem petrograficznym przez C. Peszata i M. Moroz-Kopczyńską (1959).

Osuwiska Skórkowskiej Góry koło Małogoszcza

Fragment profilu ze strukturami osuwiskowymi odsłonięty jest we wschodniej części wielkiego kamieniołomu na Skórkowskiej Górze koło Małogoszcza i należy według H. Świdzińskiego (1932) do wyższego astartu.

Rodzaje struktur osuwiskowych

Struktury osuwiskowe występują w kilku ławicach margli i jednej wapienia (fig. 2). Ławice osuwiskowe ciągną się wzdłuż całego odsłonięcia (ławice *a* oraz *c* na fig. 2) lub wyklinowują się (ławice *b*). Wyklinowywanie zachodzi albo dość nagle, soczewkowato (pl. XI, fig. 2), albo stopniowo, na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów, jednego lub dwóch metrów, przez zanik zaburzeń i przejście w jedną z równolegle leżących ławic; pierwsze formy mają wykształcenie charakterystyczne dla wypełnionych rynien osuwiskowych, drugie zaś — dla czół lub najbardziej zewnętrznych partii lawin. Duże ławice, o stałym wykształceniu wzdłuż odkrywki należą do jednej z tych dwóch, lecz większych rozmiarów form.

W obrębie ławic osuwiskowych, zwłaszcza tych, które przechodzą w niezaburzone, można śledzić rozmaite stadia osuwania się osadów, odpowiadające w ogólnym zarysie etapom wyróżnionym przez A. Haddinga (1931). Wobec małych rozmiarów osuwisk widać często, jak łączą się one wzajemnie. W innych miejscach z kolei poszczególne formy występują w marglach samodzielnie. Są to kolejno: zmarszczenia i sfalowania warstw (prawa strona fig. 1 pl. XIII), fałdy i przefałdowania (pl. XII) oraz rezultaty porozrywania ławic — różnorodne płytowe (pl. XI, fig. 2), zgięte (pl. XIV, fig. 1) i wreszcie zgniecione lub zwinięte fragmenty czyli toczeńce. Toczeńce są nieregularne (prawa strona fig. 2 pl. XI) lub doskonale wymodelowane i ogładzone (pl. XIII). W rynnach osuwiskowych można spotkać większość wyróżnionych fragmentów, zupełnie wymieszanych z sobą i bezładnie ułożonych (pl. XI, fig. 2).

Jak widać w partiach bardziej wystających ze ściany, tworzące się fałdy są silnie powyginane wzdłuż podłużnej osi, podobnie jak i inne

struktury, które szybko zmieniają wygląd w kierunku poprzecznym. Miejscami na przykład kilka drobnych fałdów, nawet mocno przewiniętych i wyglądających prawie jak toczeńce, zanika na niewielkiej przestrzeni i przechodzi w jedno nieregularne nabrzmienie.

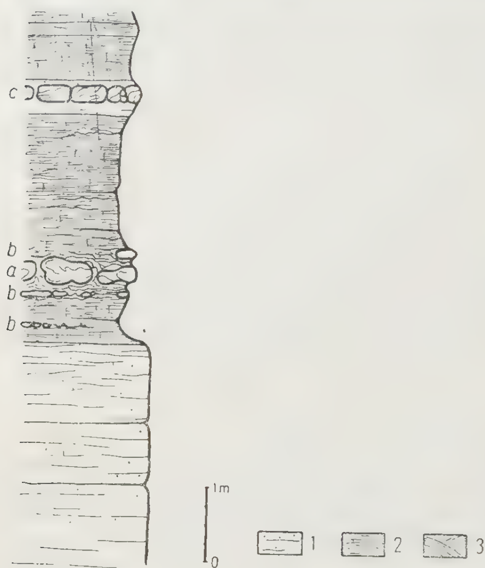


Fig. 2

Fragment profilu litologicznego wyższego astartu Skórkowskiej Góry

1 wapień zbity, drobnokrystaliczny, miejscami oolitowy; *2* margiel; *3* wapień drobnokrystaliczny, warstewkowany przekątnie; *a, b* ławice toczeńców ugniatanych; c ławica toczeńców zwijanych

Fragment of lithological profile of the Upper Astartian at Skórkowska Góra

1 compact, fine crystalline, locally oolitic limestone; *2* marl; *3* fine-crystalline, diagonally bedded limestone; *a, b* levels of kneaded balls; *c* level of spiral balls

Większość obserwowanych form opierając się na określeniu J. Gołąba (1934) można nazwać toczeńcami. Według J. Gołąba toczeńce są utworami „które przez toczenie się przybierają zaokrąglone kształty bez utraty pierwotnej masy". Autor ten użyte określenie przyjął dla utworów zbudowanych z gliny, a znalezionych w żwirach plejstoceńskich koło Poznania natomiast sama nazwa została zaproponowana przez K. Wójcika. Zaokrąglenie kawałków gliny rozmiękłych na powierzchni zostało, zdaniem J. Gołąba, wywołane toczeniem się, a częściowo także przyklejaniem nowego materiału.

W literaturze anglosaskiej toczeńce nazywa się *balls* lub *rolls*. W osuwiskach po raz pierwszy zajął się nimi dokładniej A. Hadding (1931), który stwierdził, że w badanych osadach retyku i liasu Skanii mają one strukturę zwijaną *(balls with spiral structure)*. Późniejsi autorowie zauważyli jednak, że w osuwiskach przeważają postacie o nieregularnej budowie wewnętrznej i formy pośrednie, aż do porozrywanych fragmentów ławic włącznie, a P. Kuenen (1949) poddał nawet w wątpliwość w ogóle możliwość tworzenia się form zwijanych (patrz dalej).

Opierając się na ważniejszych opracowaniach dotyczących osuwisk oraz na zebranym materiale można spróbować podzielić prowizorycznie toczeńce na dwie grupy stosując przy tym nomenklaturę dwuwyrazową, co w polskiej literaturze zaproponowali K. Grzybek i B. Halicki (1958).

Pierwszą grupę tworzą toczeńce powstałe przede wszystkim przez zaokrąglanie fragmentów porozrywanych ławic drogą ugniatania, a więc bez utraty pierwotnej masy, ale także bez jej powiększania. Określenie to jest zgodne z definicją J. Gołąba, ale oznacza struktury, które nie były przez niego wyróżniane. Ugniatanie kawałków rozerwanych ławic może doprowadzić do złożenia ich w pół, znacz-

nego wymiętoszenia lub do całkowitego przemodelowania, ale bez wyraźnego ogładzenia z zewnątrz. Formy te można by nazwać *toczeńcami ugniatanymi (kneaded balls)* — są one bardzo pospolite w większości osuwisk (*rolled-up pebbles, balls*, Hadding 1931; *balled-up structure*, Jones 1937; *slump balls*, Kuenen 1949; *flow rolls*, Pepper, de Witt & Demarest 1954; *folded lumps, slabs*, Książkiewicz 1958; *toczeńce spływowe*, Grzybek & Halicki 1958).

W grupie toczeńców ugniatanych należałoby wyróżnić formy dokładnie wygładzone z wierzchu. Mają one przeważnie wygląd poduszkowy i stąd można by je nazwać *toczeńcami poduszkowymi (pillow balls)*. Podobne formy P. Kuenen (1949) określa jako *balls consisting of "cumuli"*.

Drugą grupę tworzą toczeńce powstające przede wszystkim drogą stopniowego zwijania się osadu, a więc przez powiększanie swojej masy. Najprościej można je nazwać *toczeńcami zwijanymi (spiral balls*, van Straaten 1949). Formy takie występują czasem w różnych osuwiskach (*balls with spiral structure*, Hadding 1931; *spiral rolls*, Fairbridge 1946, a także specyficzne osuwiskowe toczeńce uzbrojone, *armoured clay-balls*, Książkiewicz 1958). Niedawno K. Grzybek i B. Halicki (1958) zastosowali wprawdzie nazwę toczeniec tylko dla form, które w czasie transportu powiększają masę, ale z opisu ich wynika, że nazwą tą obejmują także formy ugniatane (część toczeńców spływowych według ich terminologii). Co do genezy toczeńców zwijanych zaznaczyć trzeba, że często trudno rozstrzygnąć, czy wszystkie warstewki nawijały się kolejno, czy też nawijały się większe powłoki złożone z wielu warstewek.

W grupie toczeńców zwijanych należałoby wyróżnić toczeńce powstające przez staczanie się osadu w jednym kierunku, przez co przybierają wrzecionowate kształty (*Sediment-Rollen*, Klingner *1939; Sedimentwalzen*, Niehoff 1958; *sand-cylinders*, Książkiewicz 1958). Toczeńce takie, występujące w osuwisku Sobkowa można by nazwać ze względu na analogię do zwijania dywanu — *toczeńcami dywanowymi (carpet rolls)*.

Niezależnie od wymienionych sposobów powstawania toczeńce osuwiskowe mogą być *uzbrojone (inkrustowane)* drobnym żwirem z wierzchu (Grzybek & Halicki 1958), albo też w kilku zewnętrznych powłokach (Książkiewicz 1958).

Przyjmując powyższy podział, w osuwiskach Skórkowskiej Góry wyróżnić można toczeńce ugniatane (m. in. także poduszkowe) i zwijane.

Toczeńce ugniatane występują przede wszystkim w marglach. Mają nieregularne kształty, są to bowiem mniej lub więcej pogniecione i w różnym stopniu zaokrąglone fragmenty porozrywanych, sfałdowanych lub przefałdowanych warstw (pl. XI, fig. 1; prawa strona fig. 2 pl. XI; pl. XII, fig. 2 i pl. XIV, fig. 1). Leżą one w wypełnieniach rynien i czołach lawin.

Toczeńce poduszkowe występują tylko w marglach, jednocześnie z innymi strukturami osuwiskowymi lub samodzielnie. W ostatnim przypadku widać nieraz, jak ławice margli leżące w stropie wyginają się współkształtnie przy toczeńcu, podczas gdy w spągu są przeważnie zaburzone w powikłany sposób.

Toczeńce zwijane występują tylko w ławicy drobnokrystalicznego wapienia jednym poziomem, który jest przypuszczalnie końcowym frag-

mentem osuwiska. Toczeńce mają kształty przypominające nieco walizk i stałą mniej więcej wysokość, około 25 cm. Dzięki takim kształtom i widocznemu miejscami przystosowaniu się do siebie, wypełniają całkowicie ławicę (fig. 3 oraz pl. XIV, fig. 2) tak, że tylko w niektórych zakątkach

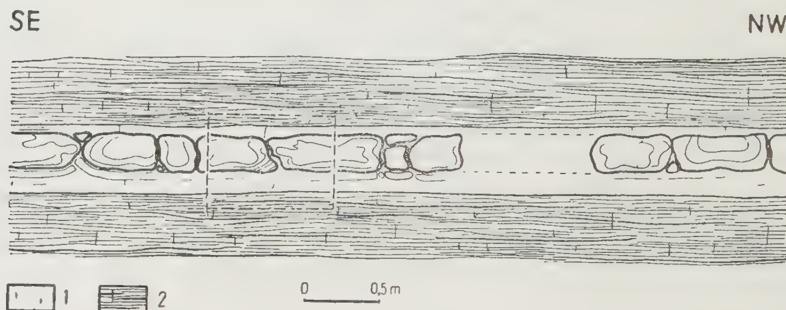


Fig. 3

Ławica toczeńców zwijanych w wapieniu na Skórkowskiej Górze:
1 wapień drobnokrystaliczny, *2* margiel

Level of spiral balls in the limestone at Skórkowska Góra
1 fine-crystalline limestone, *2* marl

można znaleźć drobne formy nieregularne (toczeńce ugniatane). Powłoki omawianych toczeńców są przeważnie zdeformowane i wyginają się w meandryczne zakręty. W spągu ławicy widać w paru miejscach rozerwania i sfałdowanie podścielającej warstwy, natomiast strop toczeńców jest prawie zupełnie równy.

Sposób powstania struktur osuwiskowych

Z omawianych struktur najciekawiej przedstawia się sposób powstania charakterystycznych toczeńców. Dwie odmienne ich formy, poduszkowe i zwijane, wskazują przypuszczalnie na różny stopień diagenezy osadów, z których powstały i otaczających je w chwili ostatecznego stoczenia się.

Forma poduszkowa tworzyła się w tych przypadkach, gdy osuwający się osad był już dość zwięzły, przy czym nie był słabiej zdiagenezowany, niż osad w miejscu układania się toczeńców, który mógł z łatwością wciskać się między toczeńce, lub przynajmniej ugniatać się pod nimi. Toczeńce były na tyle sztywne, że — z chwilą gdy wystawały nad powierzchnię osadu — nie były zrównane i następnie osadzająca się warstewka musiała się przystosowywać do ich kształtów.

Forma walizkowa tworzyła się natomiast wtedy, gdy staczający się, a właściwie zwijający się osad był jeszcze bardzo plastyczny. Bardzo miękkie toczeńce, gdy staczały się na twarde dno, nie mogły pogrążać się w nim, ale za to spowodowały odkłucie najwyższej warstewki z dna i lekkie zsunięcie jej (fig. 3). Toczeńce były wtedy przypuszczalnie w stanie konsystencji świeżego żelu (*jelly rolls*, Cooper 1943) i stoczywszy się, ugniatały się i kompakcyjnie rozpłaszczały, przez co dokładnie przylegly do siebie, górna ich powierzchnia stopniowo wyrównała się, a wewnętrzna, regularna struktura zwijana uległa zniekształceniu, równomiernie w partiach zewnętrznych i jądrach. Wyrównanie górnej powierzchni ławicy i ścięcie najwyższej jej części zakończone zostało przez słabe falowanie lub prądy, które — jak sądzi C. Beets (1946) — miały w takich przypadkach charakter turbulencyjno-suspensyjny i były wywołane bezpośrednio przez osuwisko.

Pojedynczo tkwiące w marglach toczeńce poduszkowe wskazują, że niektóre formy były wynoszone dalej od osuwisk, przypuszczalnie dzięki bezwładności i łatwiejszemu poślizgowi.

Zaburzenia synsedymentacyjne w rejonie dzisiejszej Skórkowskiej Góry objęły tylko wierzchnie partie osadów, przez co materiały osuwiskowe mają ten sam skład co otaczające ławice, brak w nich egzotyków, a w wielu przypadkach widać nawet, jak łączą się z osadami leżącymi na miejscu.

Wielokrotne powtarzanie się zaburzeń, wobec braku faktów wskazujących na wyraźne pochylenie dna i różnic litologicznych osuwających się osadów, może wskazywać, że geneza osuwisk związana była z jakimiś czynnikami zewnętrznymi, przypuszczalnie z wstrząsami sejsmicznymi. Ruch niewielkich mas osadów odbywał się zapewne na względnie płaskim dnie i — w czasie kolejnych zaburzeń — w różne strony, gdyż fałdy i struktury lawinowe odsłaniają się na jednej ścianie zarówno w profilu jak i *en face*.

Osuwisko Galicowej koło Sobkowa

Rodzaje struktur osuwiskowych

Struktury osuwiskowe w kamieniołomie sobkowskim, położonym w połowie drogi między Sokołowem a Sobkowem i umiejscowionym na zachodnich stokach wzgórza Galicowa, występują w wapieniu oolitowo-pelitowym (fig. 4), zaliczanym przez H. Świdzińskiego (1931) do wyższego astartu. Są to przede wszystkim leżące w jednej warstwie toczeńce. Mają one kształty wrzecionowate i są stosunkowo duże, średnica ich bo-

wiem wynosi przeciętnie 80 cm, a u największych dochodzi do 110 c (pl. XV, fig. 1). Długość jest około 1,5-2 razy większa od średnicy. Na większy znaleziony toczeniec, pokaz ny na fotografii (pl. XV, fig 2) mi przed rozłupaniem długość 2 m lub ni co więcej, a średnicę w najgrubszy miejscu 1 m.

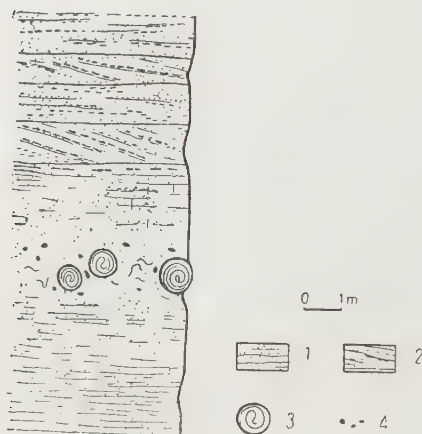


Fig. 4

Fragment profilu litologicznego wyższego astartu wzgórza Galicowa koło Sobkowa

1 wapień oolitowo-pelitowy, *2* wapień pelitowy lub drobnokrystaliczny z oolitami, przeważnie lumachellowy, *3* toczeńce zwijane, *4* białe krzemienie

Fragment of lithological profile of the Upper Astartian at Galicowa hill near Sobkow

1 oolitic-pelitic limestone, *2* pelitic or fine-crystalline limestone with oolites, mostly lumachelle, *3* spiral balls, *4* white flints

Toczeńce zbudowane są z powło wapieni oolitowych, oolitowo-pelit wych i pelitowych. Grubość poszcz gólnych powłok dochodzi do kilk centymetrów. Partie wewnętrzne t czeńców mają nieprawidłową stru kturę i są utworzone z niekształ nie zgniecionych warstw (fig. i pl. XV, fig. 1), na które nawijają s kolejno powłoki złożone z większyc płatów i drobnych plackowatyc fragmentów pokruszonych lub porozry wanych ławic wapieni. W jednych oka zach przeważa nieprawidłowe jądr (pl. XV, fig. 1), w innych prawidłow wykształcone powłoki (pl. XV, fig. 2 W niektórych toczeńcach najbardzie zewnętrzne powłoki pokryte są limoni tem i pojedynczo lub po kilka odpękaj od jądra (pl. XV, fig. 2), co wywołan już jest procesami wietrzeniowymi. Po za tym w wyniku spękań i wietrzeni toczeńce odstają nieco od tła i prz eksploatacji wapienia łatwo wypadają z ściany pozostawiając duże, doskonale wi doczne z daleka, zlimonityzowane nisze

Toczeńce rozmieszczone są w wapieniu w zasadzie z dala od siebie, w odległości kilkudziesięciu centymetrów, a nawet kilku metrów Wapień między blisko leżącymi toczeńcami ma prawie bezładną teksturę i tylko miejscami widać bardzo nieregularne i powyginane smugowania. Pod niektórymi toczeńcami widać z kolei sprasowania i pogięcia podścielającej warstwy, natomiast brak wyraźnych zaburzeń w warstwie leżącej powyżej toczeńców.

W ławicy osuwiskowej występują także charakterystyczne krzemienie. Są to niewielkie, bochenkowate, plackowate lub nerkowate utwory, mające najdłuższą średnicę w granicach 10-20 cm. Barwę mają śnieżnobiałą, czym różnią się od otaczających, nieco żółtawych wapieni, trukturę zaś — makroskopowo biorąc — ylastą. Jądro ich niekiedy jest szare, zlewnej i szklistej strukturze. Niektóre kazy łupią się skorupowato. Pod mikroskoem widać, że krzemienie zbudowane są bardzo drobnoziarnistego kwarcu i chalcedonu, w których — jak w cieście tkwią zadko rozmieszczone połamane spikule gąek Tetractinellidae.

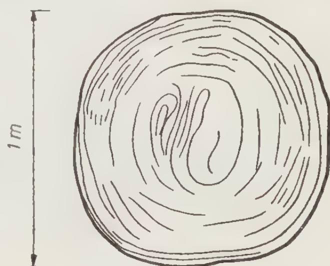


Fig. 5

Przekrój toczeńca zwijanego z Galicowej

Section of spiral ball from Galicowa

Krzemienie są bardzo wyraźnie odgraiczone od wapienia i przy uderzeniu przeważnie bez trudu z niego wypadają. Występują tylko w sąsiedztwie toczeńców, a nawet między nimi, dłuższymi osiami mniej więcej tycznie do ich powierzchni, a więc prostoadle do warstwowania. W stropie ławicy suwiskowej są stosunkowo częstsze niż w jej środku i spągu. Krzemienie e różnią się zupełnie od wszystkich pozostałych, zdarzających się w tym rofilu, ale leżących z dala od struktur osuwiskowych.

Sposób powstania struktur osuwiskowych

Najważniejszymi strukturami osuwiskowymi w Galicowej są toczeńce. Nieprawidłowa budowa ich jąder wskazuje, że w pierwszej fazie powstawania toczeńce były niezbyt regularne, zbliżone kształtem do gniatanych, i ewentualnie toczyły się na dnie w różne strony, tak jak oczy się kulę śniegową przy budowie bałwana *(snow ball structure,* Hadding 1931). Formy zbliżone do ugniecionych kul w pewnym momencie zaczęły się szybko toczyć w jednym kierunku, przypuszczalnie o znacznie pochylonym dnie, przez co przybierały kształty wrzecionowate i nawijały na siebie osad na podobieństwo dywanu. Większe płaty osadu owijały się przy tym kilkakrotnie wokół jądra, natomiast mniejsze worzyły tylko część powłoki. Te ostatnie, nieraz bardzo drobne fragmenty, wyraźnie odgraniczone od tła są dowodem, że w czasie procesów suwiskowych pewne partie osadów były już silnie pokruszone.

Warunki, w których osad stacza się na dużej przestrzeni w jednym kierunku zwijając się w formie dywanu, są w osuwiskach bardzo rzadkie. P. Kuenen (1949) opierając się na doświadczeniach przeprowadzonych wspólnie z L. van Straatenem

stwierdził, że ruch osuwających się mas przypomina przepływ turbulencyjn i w rezultacie nie mogą się tworzyć struktury o stałym wydłużeniu. W związk z tym P. Kuenen wypowiedział się przeciwko nazwie A. Haddinga *snow ba* i tłumaczeniu sposobu powstania toczeńców zwijanych podanemu przez tego aut ra (1931). Wydaje się jednak, że obserwacje P. Kuenena są słuszne tylko dla osu wisk typu lawinowego, w których wąskim korytem suną ruchem jakby turbulen cyjnym najrozmaitsze, przemieszane materiały. W innych natomiast warunkach to czeńce zwijane mogą tworzyć się w osuwiskach. Występują one na Skórkowski Górze w ławicach oznaczonych jako c, a zdarzają się także w osuwiskach opisa nych przez J. Coopera (1943), J. Peppera, W. de Witta i D. Demaresta (1954 M. Książkiewicza (*sand-cylinders*, 1958) i innych. Dywanowe formy zbliżone wie kością do sobkowskich są wprawdzie jeszcze rzadsze, ale są jednak znane n z drobnoklastycznych osadów dolnego dewonu Nadrenii (Niehoff 1958) ora z warstw Muschelsandsteinu Saary (Klingner 1939).

Sposób rozmieszczenia w profilu specyficznych białych krzemien oraz ułożenie ich nad i między toczeńcami wskazuje, że dostały się on do osadu najprawdopodobniej wraz z toczeńcami, a więc również w wy niku procesów osuwiskowych. Obecność spikul gąbek, których bra w otaczających wapieniach, mogłaby potwierdzić fakt przyniesieni krzemieni z innego miejsca sedymentacji. Krzemienie w tym czasie tran sportu były już zwięzłe i zachowały bochenkowate kształty, które — sądząc po wewnętrznej strukturze — są raczej ich pierwotną cechą. Wy stępowaniem swoim przypominają one konkrecje syderytowe z niektó rych osuwisk fliszu karpackiego (Książkiewicz 1958) i podhalańskieg (Grzybek & Halicki 1958).

W sumie można sobie wyobrazić, że interesująca ławica z okoli Sobkowa powstała w końcowym etapie procesu osuwiskowego z osadza nia się masy złożonej z wielkich toczeńców, małych krzemieni i błot lub zawiesiny wapnistej, przy czym poszczególne składniki miały różn czas i miejsce utworzenia. Najpierw z osuwających się miejscami osa dów tworzyły się toczeńce, które kolejno lub jednocześnie staczały si po pochylonym dnie. Zwijana postać i wielkość toczeńców wskazują, że proces ten nie zachodził w wąskim korycie, lecz na dużej, względnie rów nej powierzchni i trwał dość długo. W czasie staczania się zwiniętych brył ulegały przemieszczeniu także inne osady, przede wszystkim białe krzemienie. W dolnej części pochyłości, która mogła już mieć charakte zbliżony do koryta, toczeńce rozbełtywały niezdiagenezowany osad two rząc rodzaj wapnistego błota lub potoku mułowego. Gdy wreszcie po chyłość wygasła, toczeńce grzęzły w osadzie układając się w zależnośc od posiadanej szybkości z dala lub blisko siebie. Osad ten był miejscami na tyle zwięzły, że mógł się w sztywnej postaci zsunąć pod niektórymi toczeńcami. Z jednoczesnego osadzenia się wspomnianego błota pow stał leżący między toczeńcami wapień o prawie bezładnej teksturze.

Struktury toczeńców i otaczających je wapieni wskazują, że stan konsolidacji utworów dennych był w omawianej części zbiornika sedymentacyjnego różny w poszczególnych jego częściach — w jednych dość nietrwały, a w drugich na tyle zwięzły, że osad mógł się zwijać, a nawet ulegać kruszeniu.

Osuwiska w Dobromierzu koło Przedborza

Zaburzenia w Dobromierzu, widoczne w odsłonięciach na wzgórzu z masztem telewizyjnym, pojawiają się w wapieniach i leżących nad nimi marglach datowanych jako dolny kimeryd (Świdziński 1935, Kutek 1961), a więc stratygraficznie nie wiążą się już z utworami opisanymi w poprzednich ustępach.

W Dobromierzu występują w zasadzie dwa typy struktur osuwiskowych:

1) w wapieniach — grawitacyjne sfałdowania warstw (pl. XVI, fig. 1) (fałdy synsedymentacyjne, Radomski 1958; spływy lub ześlizgi fałdowe, Grzybek & Halicki 1958),

2) w marglach — toczeńce o formie zbliżonej do zwijanych, przeważnie silnie spłaszczone (fig. 6 i pl. XVI, fig. 2 i 3).

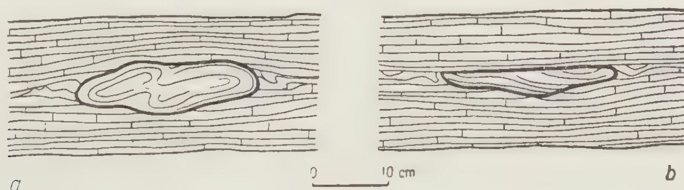


Fig. 6

Toczeńce w marglach w Dobromierzu

a toczeniec całkowicie zachowany, *b* toczeniec erozyjnie ścięty z góry

Balls in marls at Dobromierz

a completely preserved ball, *b* surficially truncated ball

Poszczególne fałdy posiadają oś poprzeczną o długości 60-80 cm, a wysokość pierwotnie przypuszczalnie około 1/2 metra, co trudno dokładniej określić z powodu erozyjnego ścięcia nierówną powierzchnią, do wysokości 25 cm, ich górnych partii (pl. XVI, fig. 1). Analogicznie ścięte zostały również niektóre toczeńce (fig. 6b). Toczeńce mają średnicę przeważnie 20-30 cm, a wysokość do 10 cm; swą dyskowatą lub płasko-wrzecionowatą formę zawdzięczają przypuszczalnie późniejszemu zgnieceniu.

Podobne toczeńce występują w wielu osuwiskach, natomiast regularne fałdy są wśród znanych osuwisk znacznie rzadsze. Formy z okolic Przedborza można by porównać z opisywanymi przez C. Browna (*collapsed sandstone*, 1938) z trzeciorzędowego fliszu Ekwadoru, J. Coopera (*flow-folds*, 1943) z Mississippianu Stanów Zjednoczonych, J. Gołąba (1954), A. Radomskiego (1958) oraz K. Grzybek i B. Halickiego (1958) z fliszu podhalańskiego w Poroninie, a częściowo także ze strukturami osuwisk w marglistych wapieniach neokomu Hérault (Goguel 1938); w klasyfikacji R. Fairbridge'a (1946) należałyby one do *intraformational folding superficial.*

Ścięcie górnych partii omawianych fałdów uniemożliwia określenie kierunku zsuwania się warstw. Poza tym oś poprzeczna fałdów unduluje się na niewielkiej przestrzeni w obrębie odsłonięcia i zmienia kierunek z NNW-SSE na NNE-SSW, przez co ostatni fałd zaczyna ukazywać się *en face* skrętem korzeniowym mimo stałego azymutu odsłonięcia. W sumie można więc jedynie powiedzieć, że przemieszczanie warstwy wapienia tworzącej fałdy zachodziło mniej więcej w linii południkowej. Kierunek ruchu toczeńców mógł być natomiast zupełnie inny.

Wnioski

Porównując z sobą górno-jurajskie profile zawierające osuwiska widać, że różnią się one facjalnie. Osuwisko odsłaniające się na wzgórzu Galicowa koło Sobkowa występuje w oolitowo-pelitowych wapieniach. Ponad nimi leżą wapienie lumachellowe z oolitami, warstwowane przekątnie pod kątem dochodzącym do 30° SW. W Skórkowskiej Górze koło Małogoszcza osuwiska występują w marglach i drobnokrystalicznych wapieniach bez ooidów. Brak tu także detrytusu muszlowego, a diagonalne warstwowanie leżących wyżej wapieni zanika miejscami zupełnie i zjawiają się nawet nieznaczne upady przeciwne. Osuwiska Skórkowskiej Góry powstały zatem w morzu spokojniejszym i przypuszczalnie głębszym, być może, równocześnie z osuwiskiem sobkowskim. Późniejsze osuwiska z okolic Przedborza powstały natomiast o wiele płycej. Cechą charakterystyczną tutejszych fałdów i toczeńców są bowiem rozmycia, które dowodzą znacznej roli falowania lub prądów dennych w otaczającym basenie. Na intensywną działalność prądów wskazuje korytowe rozmycie (*erosion channel, scour-and-fill structure,* Shrock 1948) stropu wapieni drobnokrystalicznych wypełnione wapieniami oolitowymi i lumachellami, a przykryte zespołem margli (pl. XVI, fig. 2). Obserwację tę potwierdzają także inne struktury znalezione w wapieniach, takie jak powierzchnie *hard ground* (Kutek 1961) oraz liczne duże i płaskie oto-

czaki o średnicy do 10 cm, pochodzące z niżej leżących wapieni, a intensywnie podziurawione przez drążące małże. Ostatni fakt wskazuje, że procesy osuwiskowe w czasie sedymentacji wapieni zachodziły w okolicach Przedborza w warunkach płytkomorskich, przypuszczalnie w strefie sublitoralnej.

Zespół ławic z Galicowej, posiadający warstwowanie przekątne a leżący nieco nad osuwiskiem, wskazuje, że materiał był przynoszony prądami dennymi z bardziej litoralnych stref położonych wówczas zapewne na północnym wschodzie. Można by przypuszczać, że podobny był kierunek transportu materiału w czasie trwania procesów osuwiskowych, to znaczy, że materiał zsuwał się z NE, a więc od strony trzonu Gór Świętokrzyskich.

Wyjaśniając genezę omówionych osuwisk trzeba założyć utworzenie się znacznie pochylonego dna (Galicowa, częściowo Przedbórz) oraz wiele kolejnych impulsów, nie powodujących jednak prócz zsunięcia się osadów innych widocznych konsekwencji (Skórkowska Góra). Główną przyczyną tych zjawisk były najprawdopodobniej młodokimeryjskie ruchy tektoniczne, które zaznaczyły się w obrzeżeniu Gór Swiętokrzyskich pod koniec malmu (Samsonowicz 1934, 1952). Według J. Samsonowicza Góry Świętokrzyskie zaczęły się w tym czasie wyraźnie wznosić, w wyniku czego w osadach dolnego kimerydu pojawił się piasek, żwir i otoczaki przedkimerydzkich wapieni; większe nasilenie ruchów — faza deister — miała miejsce po kimerydzie i spowodowała sfałdowanie całego triasowego i jurajskiego obrzeżenia.

Osuwiska Skórkowskiej Góry i Galicowej wskazywałyby, że ruchy wznoszące zaznaczyły się w południowej części Gór Świętokrzyskich już w górnym astarcie.

Reasumując można stwierdzić, że pewien niepokój tektoniczny poprzedzający znaczniejsze ruchy młodokimeryjskie daje się zauważyć w basenie malmowym Gór Świętokrzyskich jeszcze w czasie pełnej sedymentacji węglanowej. Nie doprowadził on od razu do zdecydowanych zmian facjalnych, lecz spowodował najpierw w kilku miejscach zachwianie równowagi osadów i ich grawitacyjne osunięcie się. Trudno natomiast w tej chwili rozstrzygnąć, czy osuwiska przenosiły materiały w depresje i strefy osiowe przegłębiającego się dna, podobnie jak to ma miejsce w obszarach o geosynklinalnym charakterze osadów (Baldry 1938, Brown 1938, Jones 1940, Lambert 1948, Kuenen & Carozzi 1953, Gołąb 1954, Renz, Lakeman & van der Meulen 1955, Książkiewicz 1958), czy też związane były jedynie z lokalnymi nierównościami górno-jurajskiego zbiornika, który miał charakter epikontynentalny.

GÓRNO-KREDOWA BREKCJA OSUWISKOWA

Górno-kredowa brekcja osuwiskowa występuje na pn.-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w profilu w przełomie Wisły przez wyżyny Polski Środkowej, który został szczegółowo opracowany i udokumentowany paleontologicznie przez W. Pożaryskiego (1938). Autor ten stwierdził między innymi, że w obrębie monotonnych, marglisto-krzemionkowych skał górnokredowych, przeważnie wykształconych jako opoki, wyróżniają się utwory dolnego santonu (poziom *e*), które zawierają największe ilości kwarcu i glaukonitu w obrębie części profilu od górnego turonu (poziom *a*) do hard groundu górnego mastrychtu (poziom *y*), oraz konkrecje fosforytowe, a zmiana w wykształceniu osadów w stosunku do emszeru pojawia się nagle. W. Pożaryski (1956) zauważył także, że glaukonit w dolnej części santonu rozmieszczony jest nierównomiernie, przez co skała miejscami ma wygląd plamisty.

Opis brekcji

Nierównomierne rozmieszczenie glaukonitu w osadach dolnego santonu (badanych przeze mnie jedynie na lewym brzegu Wisły, między Wesołówką a Sulejowem) wywołane jest tym, że w opoce zawierającej obfity glaukonit tkwią różnorodne fragmenty opoki prawie zupełnie pozbawionej glaukonitu. Fragmenty te mają niewielkie wymiary, najwyżej do 4 cm średnicy i przeważnie odcinają się wyraźnie od opoki

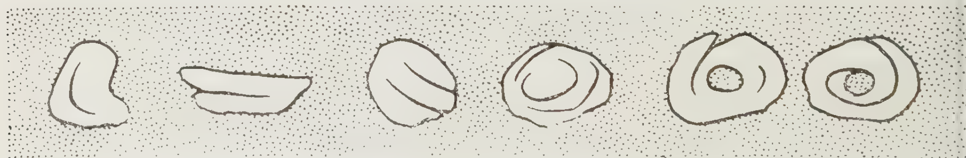


Fig. 7

Różne rodzaje okruchów osuwiskowych z Sulejowa nad Wisłą. Opoka glaukonitowa zakropkowana. Wielkość naturalna

Various shreds formed by slumping, from Sulejów on the Vistula. Glauconitic marl dotted. Natural size

glaukonitowej, która odgrywa rolę tła. Rzadziej przejście jest stopniowe, ale odbywa się na bardzo niewielkiej odległości. Wymienione fakty pozwalają stwierdzić, że skała dolnego santonu jest brekcją sedymentacyjną. Dokładniejsze światło na jej genezę rzuca tekstura poszczególnych okruchów. W większości przypadków jest ona bezładna, ale w pozosta-

łych nadzwyczaj charakterystyczna — fałdkowa, spiralna lub walcowata (fig. 7), a więc typowa dla utworów osuwiskowych. Złożone struktury widoczne są tylko na największych okruchach, które wielkością zbliżają się już do małych toczeńców. Należy sądzić, że nie tylko ostatnie z wymienionych okruchów, lecz także pozostałe, drobne i nie posiadające złożonej struktury, powstały w wyniku osuwisk, a zatem — że interesująca brekcja jest brekcją osuwiskową.

W brekcji osuwiskowej okruchy opoki bez glaukonitu przeważają nad glaukonitowym tłem lub równoważą się z nim; wyżej stopniowo zaczyna przeważać tło, a okruchy stają się coraz mniejsze, mniej wyraźnie oddzielone od tła i nie wykazują złożonej budowy.

Sposób powstania brekcji

Skład i budowa wewnętrzna brekcji oraz struktura poszczególnych okruchów wskazują, że brekcja powstała z pokruszenia leżących na dnie osadów w wyniku procesów osuwiskowych. Osady te były już nieco zdiagenezowane, przynajmniej na tyle, że okruchy nie rozpłynęły się, lecz zachowały wyraźne granice, a nawet budowę cylindryczną z pustym wnętrzem. Mniej skonsolidowane drobne okruchy zaczęły rozpłaszczać się lub rozpełzywać i mieszały się z otaczającym osadem, w wyniku czego powstały formy niezbyt ostro oddzielone od tła.

Struktura okruchów zwijanych i cylindrycznych wskazuje, że powstały one z ławiczek stosunkowo cienkich, kilkumilimetrowych. Jednorodne okruchy powstały z ławic nieco grubszych i bez wyraźnego warstewkowania, co zresztą jest naturalną cechą wielu opok. Obecność glaukonitowego margla w jądrze okruchów cylindrycznych, a brak go wzdłuż spiralnego szwu między powłokami wskazuje, że okruchy takie były najprawdopodobniej w czasie powstawania puste w środku i dopiero potem ulegały wypełnieniu marglem glaukonitowym, występującym również między okruchami.

Wszystkie okruchy omawianej brekcji różnią się składem od tła, musiały zatem powstać w odmiennych warunkach facjalnych. Przypuszczalnie osuwisko nastąpiło dość daleko, a poszczególne okruchy zostały przyniesione do obszaru sedymentacji margli glaukonitowych przez prądy wraz z kwarcem, a częściowo także z glaukonitem i fosforytami. Wykształcenie osadów tworzących brekcję wskazuje, że procesy te zachodziły z dala od lądu, w warunkach morza pełnego i nawet dość głębokiego, mimo wyraźnego spłycenia w stosunku do warunków w pozostałej części górnej kredy.

Nagłe pojawienie się prądów i związane z tym odmienne wykształcenie litologiczno-facjalne dolnego santonu, W. Pożaryski (1936,

1948, 1956) tłumaczy spłyceniem górno-kredowego zbiornika sedymentacyjnego i dźwiganiem się jego zachodnich brzegów — Gór Świętokrzyskich — w wyniku subhercyńskich zaburzeń tektonicznych (faza ilsedzka). Zaburzenia te były przypuszczalnie także główną przyczyną osuwiska wywołanego bezpośrednio zmianą nachylenia dna morskiego albo działalnością prądów, które powodowały nierównomierną sedymentację lub podcięły osady leżące w stanie pozornie trwałym na pochyłości.

ZAKOŃCZENIE

Omawiane osuwiska w górnej jurze i górnej kredzie pojawiają się w astarcie — kimerydzie i santonie, a więc w piętrach, w których zaznaczyły się ruchy — młodokimeryjskie i subhercyńskie — dźwigające stary cokół Gór Świętokrzyskich (Samsonowicz 1934, 1952, Pożaryski 1938). Fakty te wraz z rozpatrzonymi poprzednio przesłankami pozwalają przypuszczać, że istnieje genetyczny związek między powyższymi procesami, to znaczy, że ruchy doprowadziły nie tylko do zmiany stosunków facjalnych i paleogeograficznych w obrzeżających basenach mezozoicznych (Pożaryski 1938, 1948, 1956, Samsonowicz 1952), lecz także do grawitacyjnych zaburzeń świeżo złożonych osadów oraz ich przemieszczeń przez podmorskie osuwiska.

Osuwiska te są o tyle ciekawe, że występują w osadach węglanowych (wapienie, margle, opoka) mórz epikontynentalnych, podczas gdy zdecydowana większość opisywanych w literaturze osuwisk występuje w klastycznych lub pelitowych utworach stref geosynklinalnych. Podkreślano tu wprawdzie znaczenie spoiwa węglanowego a nawet związek osuwisk z osadami wapnistymi (Książkiewicz 1951, 1958, Gołąb 1954), ale spoiwo było podrzędnym składnikiem omawianych utworów. Jeśli zaburzenia znajduje się w osadach wapiennych, to również przede wszystkim w strefach geosynklinalnych lub pośrednich, np. w ordowiku i gotlandzie Szkocji (Kuenen 1953), tytonie Alp (strefa briansońska — Debelmas 1952, płaszczowina Morcles — Kuenen & Carozzi 1953) i Frankonii (Grabau 1913 — fide Goguel 1938, Krumbeck 1928) oraz w neokomie rowu wokontyjskiego (Goguel 1938). P. Kuenen i A. Carozzi (op. cit.) stwierdzili ponadto, że osuwiskową genezę mają obie serie brekcjowe (dolna — doggerska i górna — tytońska) płaszczowiny brekcjowej Prealp, Z. Kotański (1955) zaś wykazał, że drobnym zaburzeniom spływowym zawdzięczają swe powstanie tzw. wapienie robaczkowe, powszechne w środkowym triasie geosynkliny alpejskiej (Tatry, Alpy, Prowansja i Hiszpania).

W morzach epikontynentalnych, podczas sedymentacji węglanowej stwierdzano raczej tylko drobne zaburzenia typu spływowego, np. w Niemczech w wapieniu muszlowym (Reis 1909 — fide Goguel 1938), a w Polsce w wapieniach cechsztynu w Gałęzicach pod Kielcami (Kotański 1959) oraz w wapieniu falistym Wyżyny Krakowskiej (Siedlecki 1949). Możliwe, że większe rozmiary przedstawionych przeze mnie zaburzeń i ich osuwiskowy charakter spowodowane były silniejszymi albo bardziej nagłymi impulsami.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w styczniu 1960 r.

LITERATURA CYTOWANA

BALDRY R. 1938. Slip-planes and breccia zones in the Tertiary rocks in Peru. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 94. London.

BEETS C. 1946. Miocene submarine disturbances of strata in Northern Italy. — J. Geol., vol. 54. Chicago.

BROWN C. 1938. On the theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 94. London.

COOPER J. 1943. Flow structures in the Berea sandstone and Bedford shale of central Ohio. — J. Geol., vol. 51. Chicago.

DEBELMAS J. 1952. Exemples de glissements sous-marins dans le dogger et le malm briançonnais. — Trav. Lab. Géol. de l'Univ. de Grenoble, vol. 30. Grenoble.

FAIRBRIDGE R. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 30. Tulsa.

GOGUEL J. 1938. Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. — Bull. Soc. Géol. France, s. 5, vol. 8. Paris.

GOŁĄB J. 1934. Toczeńce z gliny morenowej w Szelągu pod Poznaniem (Rollsteine aus dem Moränenton von Szeląg bei Poznań). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. X. Kraków.

— 1954. Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, cl. III, vol. 5. Łódź.

GRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale Flysch, Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.

HADDING A. 1931. On subaqueous slides. — Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 53. Stockholm.

JONES O. 1937. On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow period. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 93. London.

— 1940. The geology of the Colwyn Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian period. — Ibidem, vol. 95.

KLINGNER F. 1939. Sediment-Rollen (Unterwasser Gleitung) im Muschelsandstein bei Saarlautern. — Senckenbergiana, Bd. 21. Frankfurt a. M.

KOTAŃSKI Z. 1955. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. V/3. Warszawa.
— 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Część I. Warszawa.
KRUMBECK L. 1928. Faltung, untermeerische Gleitfaltung und Gleitstauchung im Tithon der Altmühlalb. — N. Jb. Min. Geol. Pal. Abh., Beil. — Bd. 60, Abt. B. Stuttgart.
KSIĄŻKIEWICZ M. 1951. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.
— 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXVIII.
KUENEN P. 1949. Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 104. London.
— 1953. Graded bedding with observation on Lower Paleozoic rocks of Britain. — Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Aft. Nat., 1-ste Reeks, 20. Amsterdam.
KUENEN P. & CARÓZZI A. 1953. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. — J. Geol., vol. 61. Chicago.
KUTEK J. 1961. Kimeryd i bonon Stobnicy (Le Kiméridgien et le Bononien de Stobnica — versant ouest du Massif de S-te Croix). — Acta Geol. Pol., vol. XI/1 (w druku — in press). Warszawa.
LAMBERT A. 1948. Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé. — Bull. Soc. Géol. France, s. 5, vol. 18. Paris.
NIEHOFF W. 1958. Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rundschau, Bd. 47. Stuttgart.
PEPPER J., de WITT jun. W. & DEMAREST D. 1954. Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin. — Geol. Surv. Profess. Paper, 259. Washington.
PESZAT C. & MOROZ-KOPCZYŃSKA M. 1959. O wykształceniu litologicznym wapieni górno-jurajskich na południe od Chęcin (The lithological development of the Upper Jurassic limestones south of Chęciny, the Holy Cross Mountains). — Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVIII. Kraków.
POŻARYSKI W. 1938. Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami (Senonstratigraphie im Durchbruch der Weichsel zwischen Rachów und Puławy in Mittelpolen). — Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 6. Warszawa.
— 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik, Central Poland). — Ibidem, 46.
— 1956. Kreda (Stratygrafia). — Reg. Geologia Polski, t. II. Kraków.
RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale Flysch). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/3. Warszawa.
RENZ O., LAKEMAN R. & van der MEULEN E. 1955. Submarine sliding in Western Venezuela. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39. Tulsa.
SAMSONOWICZ J. 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100 000, zeszyt 1. P. I. G. Warszawa.
— 1952. Era mezozoiczna w Polsce. *In:* Zarys geologii Polski. Warszawa.
SHROCK R. 1948. Sequence in layered rocks. New York — Toronto — London.

SIEDLECKI S. 1949. Zagadnienie stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego (Problems of stratigraphy of marine Triassic in the Cracow area). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVIII. Kraków.

STRAATEN L. van. 1949. Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. — Bull. Com. Géol. Fin., no. 144. Helsinki.

ŚWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida, versant sud-ouest du Massif de Ste-Croix). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VI. Warszawa.

— 1932. Fałd Skórkowski. Przyczynek do znajomości tektoniki jury w części zachodniej Gór Świętokrzyskich (Anticlinal de Skórków. Contribution à la connaissance de la tectonique du Jurassique de la partie occidentale du Massif de Ste-Croix). — Ibidem, t. VII.

— 1935. Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą (Esquisse géologiques des environs de Przedbórz sur la Pilica). — Ibidem, t. VIII.

А. РАДВАНЬСКИ

ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ В МАЛЬМЕ И СЕНОНЕ МЕЗОЗОЙСКОГО ОКАЙМЛЕНИЯ СВЕНТОКЖИСКИХ ГОР

(Резюме)

Подводные оползни в окаймлении Свентокжиских Гор находятся в известняках и мергелях мальма в районе Малогоща, Собкова и Пжедбожа, а также в глауконитовой опоке сенона вблизи Сулеёва на Висле. Оползание осадков во всех случаях наступило сразу после их отложения, еще в вязком состоянии, т. е. перед диагенетическими процессами. Степень диагенезиса, как показано на примерах, была разная в отдельных местах этой самой седиментационной площади. Описываемые деформации возникали в небольших верхних партиях осадков. Юрские структуры являются складками, лавинами или оползневыми катунами, тогда как сенонская является брекчией состоящей из разнообразных частей вынесенных донными течениями далеко от мест интенсивного развития деформаций.

Кроме описания структур автор старался определить фациальные условия, в каких происходили оползни а также выяснить их происхождение. Основной причиной вызвавшей появление оползней были вероятно сейсмические толчки или изменения наклона дна эпиконтинентального бассейна. Его морфология была связана сначала

с поздне-кимерийскими, а затем с субгерцинскими тектоническими движениями, отразившимися на палеозойском массиве Свентокжиских Гор и его окаймлении.

На основании собранного материала автор разработал предварительную систематику оползневых катуноз, разделив их на мятые и свёрнутые.

A. RADWAŃSKI

SUBMARINE SLIDES OF EPICONTINENTAL UPPER JURASSIC AND UPPER CRETACEOUS MARGINS OF THE HOLY CROSS MTS. (CENTRAL POLAND)

(Summary)

ABSTRACT: Submarine slides within the Mesozoic seas of the margins of the Palaeozoic Holy Cross Mountains occur during the Upper Astartian and Lower Kimeridgian as well as during the Lower Santonian. The Jurassic structures are flow folds and avalanche deposits with the predominance of various balls. The Cretaceous structure is a breccia formed by slumping. Seismic disturbances, associated first with young-Cimmerian and later with sub-Hercynian tectonic movements, are most likely responsible for the here considered slides. The slumping disturbances occur within carbonate sediments i. e. various limestones and marls.

UPPER JURASSIC SLIDES

The slides of Mt. Skórkowska Góra near Małogoszcz

Slump structures crop out in a quarry in Mt. Skórkowska Góra, west of Kielce (fig. 1), within Upper Astartian (Świdziński 1932) marls and limestones (fig. 2).

The successive stages of the slumping of sediments, roughly corresponding to those differentiated by A. Hadding (1931), may be traced in the marls here. Owing to their small dimensions it is often possible to see their juncture, while elsewhere the particular forms may occur independently. Their succession is: wrinkled or crumpled layers (pl. XIII, fig. 1), folds and overfolds (pl. XII), and products of the tearing to pieces of marl layers — various slabs (pl. XI, fig. 2), contorted fragments, and balls as irregularly kneaded shreds of layers completely torn

off from the root parts and displaced by slumping. The writer calls them *kneaded balls* (pl. XI; pl. XII, fig. 2; pl. XIV, fig. 1) taking into consideration that kneading of the material without increase in bulk was the overbearing factor during their formation. Some of them, excellently surficially smoothed on the surface, are by him called *pillow-balls* (pl. XIII). The kneaded balls correspond to the *balled-up structure* of Jones (1937), the *slump balls* of Kuenen (1949) and the *folded lumps* and *slumps* of Książkiewicz (1958).

Strong contortion of folds along the longitudinal axis and abrupt changes of their appearance in transverse direction are here observable. Occasionally we may note how several highly, overturned micro-folds, in appearance more like balls, dwindle away over a small area passing into one irregular bulge.

Within slump troughs the diverse fragments are arranged at random and intermingled (pl. XI, fig. 2); while in avalanche heads, balls or folded layers predominate (pl. XII, fig. 1). Detached pillow-balls are sometimes embedded in marls, having through inertia been slumped farther down than the remaining slump structures.

In fine-crystalline limestone slide-structures consist of van Straaten's (1949) *spiral balls* and Hadding's (1931) *balls with spiral structure*, all in one level (figs. 2-3) which supposedly terminates the slump. These spiral balls have their shapes so closely adjusted to each other (pl. XIV, fig. 2) as to completely fill in the layer. The crusts of balls are mostly deformed into meandric curves (pl. XIV, fig. 2). Disruption and folding of the underlying bed are observable at the bottom of the bank containing the balls, while the top has been equalised by erosion (fig. 3).

As regards the origin of the here considered slump structure it may be stated that synsedimentary disturbances have involved the upper parts of the deposits only. Hence the slumped material has the same composition as the adjacent layers, in many cases actually passing into sediments lying in situ. The formation of pillow balls within marls probably occurred when the slumped sediment had become fairly consolidated, while spiral balls within limestones were formed when the sediment was still very plastic. The floor, however, on which the spiral balls were formed had been sufficiently indurated to facture and slightly fold under the load of balls.

Galicowa slide near Sobków

Slide structures crop out in a quarry in the Galicowa hill near Sobków, south of Kielce (fig. 1), within Upper Astartian limestones (Świdziński 1931). They consist of spiral balls lying in one level (fig. 4)

built of crusts of oolitic, oolitic-pelitic or pelitic limestones. The core of the spiral balls consists of irregularly kneaded shreds. The crusts are made up of large sheets or minute lumps of torn up limestone layers (fig. 5). The balls are fusiform, with diameter up to 110 cm. and length up to ca. 2 m (pl. XV). In result of weathering the outer crusts of the balls are covered with limonite and they split off the core (pl. XV, fig. 2).

The balls are sparsily distributed within the limestone, at a distance ranging from some tens of cm. up to several metres. The limestone cementing those balls that are near each other displays a nearly random fabric so that only occasional slide disturbances are indistintly visible. Sagging of the underlying bed has persisted below some balls but on their upper side there are no signs of truncation.

The irregular core structure in balls suggests their resemblance to kneaded balls during the first stage of formation. Later on these structures rapidly rolled in one direction down a fairly steep bottom. Under favourable conditions sediment was rolled up round them in the fashion of a carpet. This type of balls could be named „*carpet rolls*" (*Sediment-Rollen*, Klingner 1939, *Sedimentwalzen*, Niehoff 1958).

Together with the here considered balls, large often flat white coloured flints, not exceeding 20 cm in diameter, have likewise been introduced into the sediment by slumping movements. They occur amidst the balls, oriented at random, in some places even edgewise in relation to the bedding.

Dobromierz slides near Przedbórz

In the vicinity of Przedbórz (fig. 1) the disturbances occur within limestones and marls, supposed to be of Lower Kimeridgian age (Świdziński 1935, Kutek 1961).

The flow folds present in limestones (pl. XVI, fig. 1) have the transverse axis from 60 to 80 cm long and the actual height ca 25 cm. These, however, are not the original dimensions, since the folds have been surficially truncated by erosion, as is shown in the accompanying photograph (*intraformational folding superficial* — Fairbridge 1946). Owing to truncation it is impossible to ascertain the direction of the slumping of beds. Since within an outcrop of restricted size, the NNW-SSE trend of the transverse axis of these folds is shifted NNE-SSW, it may be roughly estimated that the displacement of the limestone layer was meridional.

Overlying the limestone formation is a structure analogous to

Shrock's *scour-and-fill structure* (1948) of marls with sporadical balls in shape resembling the spiral balls (pl. XVI, figs. 2-3). They are up to 30 cm. in diameter, flattened, with the top sometimes outwashed (fig. 6).

Conclusions

On the development of sediment in section we may ascertain the condition associated with the formation of the Upper Astartian slumps of Skórkowska Góra and Galicowa. The former occurred during very calm sedimentation, the latter during the predominance of bottom currents. These carried littoral shell detritus building up, above the slide, diagonally bedded layers dipping to 30° SW. The contemporaneous age of the two slides is very probable.

The sedimentation of the Lower Kimeridgian limestones in the vicinity of Przedbórz, where the flow folds are encountered, occurred in far more shallow sea than that of deposits just mentioned. This is suggested by the presence of hard ground (Kutek 1961) and of lumachelles with large pebbles from the underlying limestones (up to 10 cm in size), bored by lamellibranchs, also by the truncation of the upper side of the whole limestone formation (pl. XVI, fig. 2). The flow folds have been superficially truncated, most likely by shallow water bottom currents.

Young-Cimmerian tectonic movements, very distinct within Upper Malm strata of the Holy Cross Mts. (Samsonowicz 1934, 1952), are most likely responsible for the here considered disturbances of sediments. Seismic impulses and probably also changes in the inclination of the sea bottom destroyed the equilibrium of some deposits and caused their gravitational sliding into deeper regions of the reservoir.

UPPER CRETACEOUS SLUMP-BRECCIA

The Upper Cretaceous slump-breccia occurs within siliceous glauconitic marls of Upper Santonian age at Sulejów on the Vistula (fig. 1). Diverse shreds of siliceous non-glauconitic marl are embedded within these marls. The shreds are minute, not exceeding 4 cm. in diameter, as a rule readily distinguishable from the glauconitic groundmass. Larger fragments display a folded, spiral or cylindrical structure (fig. 7), indicating that they are slump structures.

The here considered breccia has been built up by fragments of

slumped material, transported by currents into quiet regions of the reservoir. Clastic quartz, partly also glauconite and phosphorites, have likewise been brought there by currents (Pożaryski 1938, 1956).

FINAL REMARKS

The here discussed slides within the marginal area of the Holy Cross Mountains occur in stages where movements — first of young-Cimmerian and subsequently of sub-Hercynian age uplifting the Palaeozoic block of that region, have been at work. Therefore, these movements are responsible not only for changes of facial and palaeogeographic conditions in the marginal epicontinental seas of the Upper Jurassic and the Upper Cretaceous (Pożaryski 1938, 1948, 1956; Samsonowicz 1952), but also for the gravitational contemporaneous disturbances of sediments and for their displacements by submarine slumping.

Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, January 1960

OBJASNIENIA DO PLANSZ XI-XVI
DESCRIPTION OF PLATES XI-XVI

PL. XI

Fig. 1

Spągowa partia margli leżących ostrą granicą na wapieniu. W marglach tkwią pojedyncze toczeńce ugniatane. Skórkowska Góra

Bottom portion of marls sharply contacting the limestone, detached kneaded balls embedded in marls. Skórkowska Góra

Fig. 2

Rynna osuwiskowa. Bezładnie ułożone różnorodne elementy: toczeńce ugniatane, toczeniec poduszkowy i płytowy fragment rozerwanej ławicy. Skórkowska Góra

Slumping trough. Various elements arranged at random: kneaded balls, a pillow ball and a slab of the torn up layer. Skórkowska Góra

PL. XII

Fig. 1

Zmarszczenia i sfałdowania warstw w marglach. Widok z profilu. Skórkowska Góra.

Wrinkled and folded marl layers, side view. Skórkowska Góra

Fig. 2

Sfałdowania warstw w marglach. Widok *en face*. Skórkowska Góra

Folded marls, front view. Skórkowska Góra

PL. XIII

Fig. 1

Zmarszczenia warstw i toczeńce poduszkowe w marglach. Skórkowska Góra.

Wrinkled layers and pillow balls in marls. Skórkowska Góra

Fig. 2

Toczeniec poduszkowy. Skórkowska Góra

Pillow ball. Skórkowska Góra

PL. XIV

Fig. 1

Toczeniec ugniatany — zgięty fragment rozerwanej ławicy. Skórkowska Góra

Kneaded ball — contorted shred of torn layer. Skórkowska Góra

Fig. 2

Toczeńce zwijane w ławicy wapienia. Skórkowska Góra

Level of spiral balls in limestone. Skórkowska Góra

PL. XV

Fig. 1

Część rozłupanego w kamieniołomie toczeńca zwijanego zbudowanego z wapienia. Sobków, Galicowa

Fragment of a limestone spiral ball split up in the quarry. Sobków, Galicowa

Fig. 2

Toczeniec dywanowy zbudowany z wapienia. Sobków, Galicowa

Limestone "carpet-roll", Sobków, Galicowa

PL. XVI

Fig. 1

Fałdy osuwiskowe w wapieniu, erozyjne ścięte z wierzchu. Dobromierz

Flow folds in limestone, surficially truncated. Dobromierz

Fig. 2

Margle z pojedynczymi toczeńcami. Strop leżących niżej wapieni rozmyty przez prądy. Dobromierz

Marls with detached balls. Top of underlying limestones eroded by currents. Dobromierz

Fig. 3

Toczeniec zwijany leżący w marglach. Dobromierz

Spiral ball in marls. Dobromierz

Plansze XI—XIV fot. A. Zboiński
Plansza XV — W. Stopiński
Plansza XVI — P. Roniewicz

Plates XI—XIV fot. by A. Zboiński
Plate XV — W. Stopiński
Plate XVI — P. Roniewicz



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

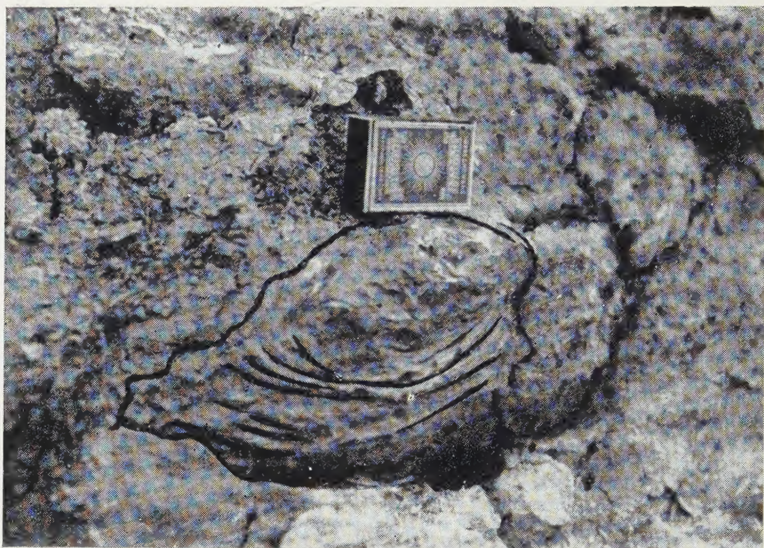


Fig. 1

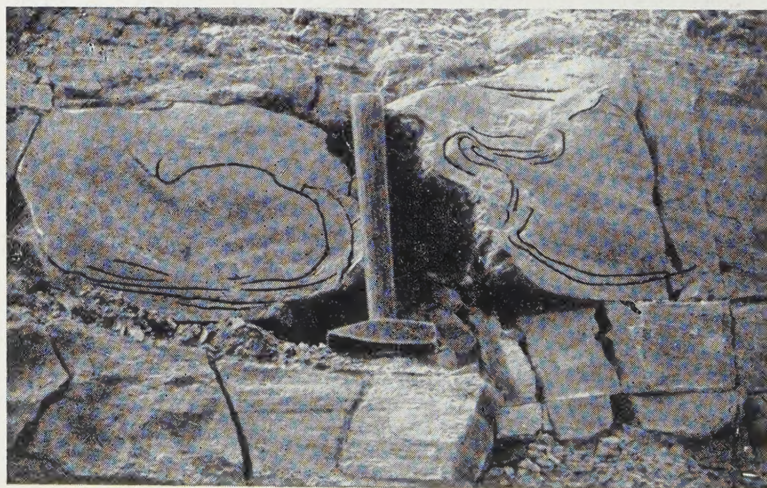


Fig. 2

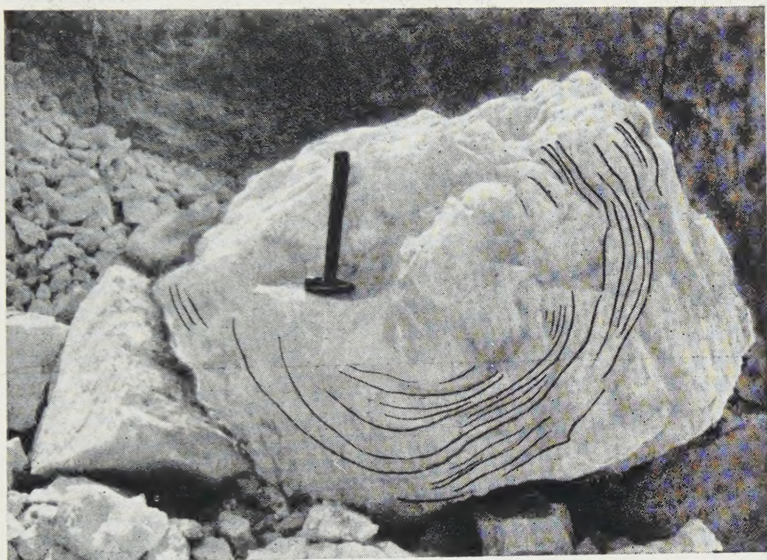


Fig. 1



Fig. 2

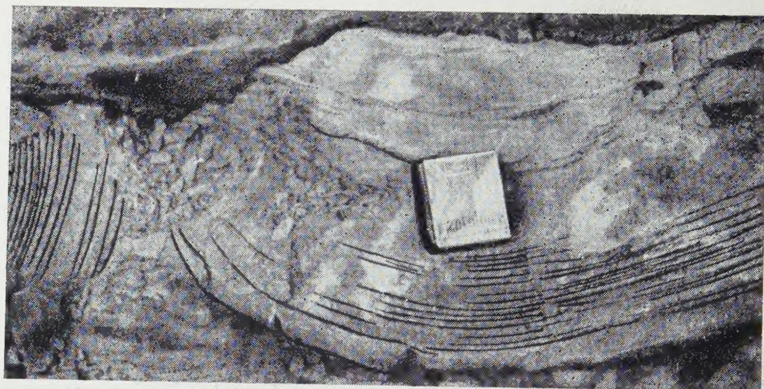


Fig. 1

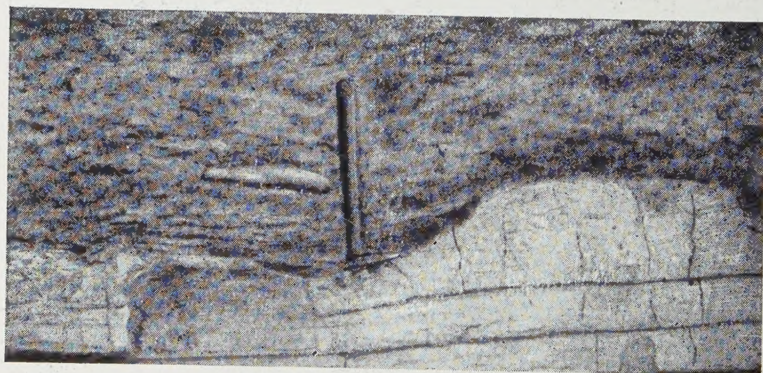


Fig. 2

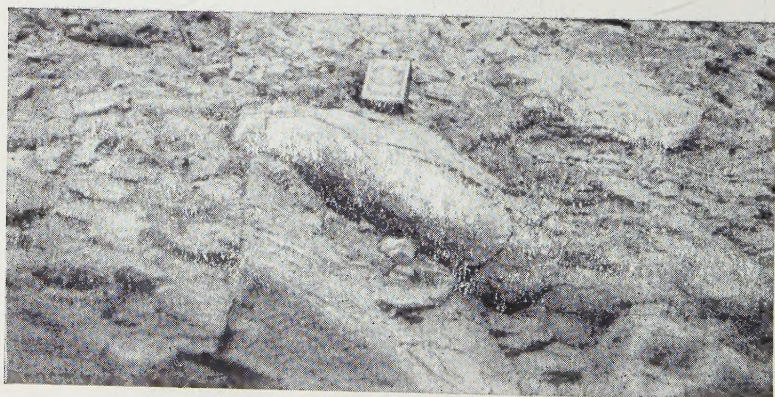


Fig. 3